

Sophia Rodrigues Laranja

**Estudo geomagnético da Anomalia
Magnética do Atlântico Sul considerando a
geologia do sul do Brasil, Paraguai e norte
da Argentina**

Brasil
2018

Sophia Rodrigues Laranja

**Estudo geomagnético da Anomalia Magnética do
Atlântico Sul considerando a geologia do sul do
Brasil, Paraguai e norte da Argentina**

Projeto Final II em Geofísica apresentado
à Universidade Federal Fluminense como
exigência parcial para obtenção do título
de Bacharel em Geofísica

Universidade Federal Fluminense

Orientador: Luiz Carlos de Carvalho Benyosef
Coorientador: Paulo Buarque de Macedo Guimarães

Brasil
2018

Sophia Rodrigues Laranja

**Estudo geomagnético da Anomalia Magnética do
Atlântico Sul considerando a geologia do sul do
Brasil, Paraguai e norte da Argentina**

Aprovado em:

**Prof. Luiz Carlos de Carvalho
Benyosef**
Observatório Nacional

**Prof. Paulo Buarque de Macedo
Guimarães**
Universidade Federal Fluminense

Prof. Cleverson Guizan Silva
Universidade Federal Fluminense

“Se queres colher doce paz e descanso discípulo, semeie com sementes do mérito os campos de futuras colheitas.”

Helena Blavatsky

Resumo

A região formada pelo continente Sul-Americano e o oceano Atlântico Sul é de especial interesse científico por estar sob uma feição anômala do Campo Magnético da Terra (CMT), a Anomalia Magnética do Atlântico Sul (AMAS). A AMAS é caracterizada por apresentar a menores intensidade do CMT, quando comparada com qualquer outra região do mundo. Deste modo, muitas pesquisas são feitas para estudar seu deslocamento, área de abrangência, variação na intensidade e sua influência em outras regiões próximas. Uma maneira de avaliar as alterações no posicionamento e na intensidade do campo é conseguida pela análise destas variações registradas em diferentes locais da sua abrangência, que foi a proposta deste estudo. Assim, neste trabalho, fez-se uso do conceito de que o campo magnético medido em um determinado local é diretamente influenciado pelo campo magnético induzido pelas rochas em subsuperfície, ou seja, pela contribuição da geologia local. Por esses motivos, para esta análise foram escolhidas estações magnéticas situadas na região sul do Brasil, Paraguai e norte da Argentina. Neste locais foram selecionados registros de um observatório magnético e estações, podendo assim avaliar a influência da geologia nas intensidades do campo magnético de cada local. Neste trabalho são consideradas as variações magnéticas do período de um século. Também foi realizada uma análise da variação diurna, para melhor quantificar a influência geológica na componente vertical do campo geomagnético local.

Palavras-chave: Anomalia Magnética do Atlântico Sul, campo geomagnético, variação secular, variação diurna.

Abstract

The region formed by the South American continent and the South Atlantic ocean is of special scientific interest because it is under an anomalous feature of the Earth's Magnetic Field (EMF), the South Atlantic Magnetic Anomaly (SAMA). The SAMA is characterized by the lower intensity of the EMF, when compared to any other region of the world. Thus, much research is done to study its displacement, area of coverage, variation in intensity and its influence in other nearby regions. One way of evaluating the changes in field positioning and intensity is achieved by the analysis of these variations recorded in different places of its coverage, which was the proposal of this study. Thus, in this work, it was used the concept that the magnetic field measured in a given location is directly influenced by the magnetic field induced by the rocks in subsurface, that is, by the contribution of the local geology. For these reasons, magnetic stations located in southern Brazil, Paraguay and northern Argentina were chosen for this analysis. At these locations, a magnetic observatory and stations were selected to assess the influence of geology on the magnetic field strengths of each site. In this work are considered the magnetic variations of the period of a century. An analysis of the diurnal variation was also carried out to better quantify the geological influence on the vertical component of the local geomagnetic field.

Key words: South Atlantic Magnetic Anomaly, geomagnetic field, secular variation, diurnal variation.

Sumário

Sumário	xi
Lista de tabelas	xiii
Lista de ilustrações	xiii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Motivação	1
1.2 Geologia do continente Sul-Americano	1
1.3 O Campo magnético	4
1.3.1 Elementos do campo magnético	4
1.3.2 Origens do campo geomagnético	7
1.3.3 Variações de longo período	7
1.3.4 Variações de curto período	9
1.3.5 A Magnetosfera, a Ionosfera e os Ventos Solares	9
1.3.6 Variações regulares	11
1.3.7 Variações irregulares	12
1.3.8 Modelagem do Campo Magnético Terrestre	12
1.4 A Anomalia Magnética do Atlântico Sul	15
1.4.1 Efeitos da AMAS	16
1.4.2 Deslocamento da AMAS	17
1.4.3 Variação na intensidade da AMAS	18
2 METODOLOGIA	21
2.1 Relação entre Susceptibilidade Magnética e o Campo Magnético	21
2.2 Estudo geológico da faixa Brasil-Norte da Argentina	24
2.2.1 Geologia da cidade de Vassouras	24
2.2.2 Geologia do estado do Paraná	25
2.2.3 Geologia do estado de Santa Catarina	28

2.2.4	Geologia do Paraguai	31
2.2.5	Geologia do norte da Argentina	36
3	RESULTADOS	43
3.1	Dados das Variações Secular e Diurna	43
3.2	Variação secular e a AMAS	43
3.3	Variação diurna e a geologia das estações	49
3.4	Comparação entre ELEMAG, IGRF-12 e WMM2015	52
4	CONCLUSÕES	55
	REFERÊNCIAS	57

Lista de tabelas

Tabela 1 – Valores de susceptibilidade magnética de determinados minerais e rochas.	23
Tabela 2 – Localização das estações e pontos utilizados.	44
Tabela 3 – Média da diferença de Z entre os pares de estações localizados na mesma latitude. A média foi feita para os dias 02, 11 e 21 de fevereiro.	50
Tabela 4 – Variação anual da componente total do campo geomagnético, para os modelos IGRF-12 e WMM 2015.	53

Lista de ilustrações

Figura 1 – Continente Sul-Americano, destacando a área estável fanerozóica, a Plataforma Sul-Americana e as áreas instáveis dos Andes (Caribenhos, Setentrionais, Centrais e Meridionais) e do bloco da Patagônia.	3
Figura 2 – Modelo de reconstrução dos blocos que fizeram parte do supercontinente Gondwana, após o fechamento dos oceanos Goiás-Pharusian e Mozambique.	4
Figura 3 – Localização dos polos geomagnéticos, geográficos, e magnéticos. Equador geográfico e geomagnético também estão destacados.	5
Figura 4 – O vetor intensidade total do campo geomagnético (F) e seus elementos (H, D, I, X, Y e Z) associados.	6
Figura 5 – A Magnetosfera terrestre e suas principais feições.	10
Figura 6 – Intensidade total do campo geomagnético da Terra para o ano de 2015.	13
Figura 7 – Taxa de declinação do campo para o período de 2015-2020 (WMM). O intervalo das linhas de contorno é de 2°/ano, a estrela branca é a localização do polo magnético.	14

Figura 8 – Intensidade do campo magnético total, em 2015. As áreas vermelhas representam locais onde o campo magnético é mais forte, enquanto as áreas azuis retratam diminuição na intensidade.	15
Figura 9 – Deslocamento do centro da AMAS, em função do tempo. A curva em vermelho é uma curva de ajuste polinomial de grau 6 para os dados, que apresentou um valor de R^2 -quadrado (ou coeficiente de determinação) satisfatório.	18
Figura 10 – Variação na intensidade do centro da AMAS (nT/ano) para os últimos 415 anos.	19
Figura 11 – Mapas do campo magnético total obtidos com os modelos GUFM1 e IGRF. Os triângulos vermelhos representam o centro da anomalia.	20
Figura 12 – Variação de valores de susceptibilidade magnética dos três tipos de rochas.	22
Figura 13 – Região de estudo geológico destacada.	24
Figura 14 – Mapa geológico simplificado do Rio de Janeiro, com Vassouras assinalado.	25
Figura 15 – Compartimentos geológicos do Paraná.	26
Figura 16 – Divisão do estado Paranaense com relação ao relevo.	27
Figura 17 – Mapa geológico simplificado com as principais unidades geológicas do Paraná.	28
Figura 18 – Mapa geológico simplificado de Santa Catarina.	30
Figura 19 – Divisão geográfica do Paraguai.	32
Figura 20 – Mapa geológico esquemático da região do Paraguai Oriental. Legendas: Q, Quaternário (Grupo Rio Paraguai); T, Terciário (Formação Patiño, Formação Acaray); K, Cretáceo (Formação Alto Paraná); J, Jurássico (Formação Misiones); P, Permiano (Grupo Independencia); C, Carbonífero (Grupo Coronel Oviedo). Or/Si/De, Ordoviciano-Siluriano-Devoniano (Grupo Caacupé, Grupo Itacurubí); Eo, EoCambriano (Grupo Itapucumí); P ϵ , Pré-cambriano (Sul e Norte).	33
Figura 21 – Descrição geológica do Departamento de Alto Paraguay.	34
Figura 22 – Descrição geológica do Departamento de Boquerón.	35
Figura 23 – Descrição geológica do Departamento de Presidente Hayes.	36

Figura 24 – Mapa geográfico da Argentina. A região de estudo deste trabalho é a Norte e parte da Litoral.	37
Figura 25 – Mapa geológico região sul do Brasil e Litoral, Argentina.	38
Figura 26 – Mapa geológico da região de NOA, com ênfase na região noroeste do Norte (esquerda) e na região central do Norte (direita).	40
Figura 27 – Mapa de localização do observatório magnético, estações magnéticas e pontos utilizados.	45
Figura 28 – Variação secular da componente F (IGRF) para estações selecionadas, no período 1918-2018.	46
Figura 29 – Variação secular da componente F (ELEMAG) para estações selecionadas, no período 1918-2018.	46
Figura 30 – Deriva para oeste do centro da AMAS.	47
Figura 31 – Intensidade da AMAS para as estações no período 2014-2018, pelo modelo WMM.	47
Figura 32 – Trajetória do centro da AMAS, até 2005. Os círculos em verde representam os observatórios magnéticos que sofrem influência da anomalia: Las Acacias (LAS), La Quiaca (LQA), Pilar (PIL) e Vassouras (VSS).	48
Figura 33 – Componente total F para o observatório magnético de Vassouras, no período 1918-2018.	48
Figura 34 – Média de variação de Z para os 3 dias selecionados.	49
Figura 35 – Média de variação de Z para os 3 dias selecionados, com o valor da possível influência geológica em cada estação.	51
Figura 36 – Representação percentual da influência geológica local.	52
Figura 37 – Comparação entre os modelos IGRF e WMM para as estações de Curitiba, Criciúma e Marechal Estigarribia.	53
Figura 38 – Comparação entre os modelos IGRF e ELEMAG, para diferentes anos e locais.	54

1 Introdução

1.1 Motivação

Considerando que as anomalias magnéticas têm relação direta com as camadas em subsuperfície da terra, a presente Monografia tem como objetivo analisar o comportamento da Anomalia Magnética do Atlântico Sul (AMAS) nos últimos 100 anos com relação ao seu posicionamento ao longo desse período e as respectivas variações na intensidade do campo magnético local. Apesar de sua nomenclatura ter sido dada no momento em que medidas do campo magnético da Terra começaram a ser realizadas (a partir de 1850), quando a maior parte de sua área estava localizada sobre o oceano Atlântico Sul, hoje a AMAS compreende a região continental Sul-Americana, o que permite a análise da influência da geologia ao longo de uma faixa que se estende desde o litoral sul do Brasil até o norte da Argentina, em decorrência de semelhanças geológicas entre essas regiões, o que é favorável à comparação.

1.2 Geologia do continente Sul-Americano

A história geológica do continente Sul-Americano data desde o supercontinente Gondwana, mais precisamente de sua parte oeste, que seria basicamente uma reconstrução em pré-deriva da América do Sul e da África. O Gondwana ocidental começou a se separar entre 145 Ma e 136 Ma. O mesmo é predominantemente caracterizado pelos eventos tectono-magmáticos Brasileiro e Pan-Africano, que tiveram seu início na Era Neoproterozóica e cessaram efetivamente nos períodos Cambro-Ordoviciano, quando eventos de tectonismo pós-orogênico deram origem à sedimentação magmática em diversas regiões da América do Sul e da África, que estavam unidas como parte do supercontinente Gondwana. A figura 1 apresenta uma interpretação geotectônica esquemática para a América do Sul, na escala continental.

Quase todos os estudos sobre a formação do Gondwana sugerem que o supercontinente foi formado pela união de alguns blocos de construção de tamanhos

diferentes, em uma série de colisões continentais. A maioria desses blocos se originou da ruptura do Rodínia, cobrindo todo o período de tempo do Neoproterozóico (LI et al., 2008).

O mapa esquemático da figura 2 mostra a nomenclatura utilizada neste trabalho para os blocos supracontinentais do Gondwana: (1) o Bloco Amazônia-África Ocidental é formado pelos crátons da Amazônia e da África Ocidental, assim como o cráton de São Luis e um possível microcontinente coberto pela Bacia Fanerozóica do Parnaíba; (2) o bloco da África Central inclui os crátons Congo-São Francisco, Rio de la Plata e Kalahari, além do bloco Paranapanema oculto embaixo da bacia do Paraná e da maior parte do norte da África, chamada de metacráton do Saara; (3) o bloco Indo-Arábico inclui os escudos indiano, Madagascar, Sri Lanka, e o embasamento oriental do escudo Árabe-Núbio; e (4) o bloco Australiano-Antártico inclui a Antártica Oriental e Austrália, excluindo o orógeno de Tasman (CORDANI et al., 2013).

Acredita-se que o processo de fusão do Gondwana Ocidental foi devido à convergência dos blocos Amazônia-África Ocidental e África Central, relacionados ao fechamento de um grande domínio oceânico, o oceano Goiás-Pharusian. Isso foi responsável pela orogenia Brasileira-Pan Africana (CORDANI et al., 2013).

Dentro dos eventos Brasileiro e Pan-Africano, a reativação tectônica era comum em todas as bordas cratônicas das placas continentais existentes, sendo o dobramento da cobertura da plataforma, também difundido no interior das placas, reflexos desse tectonismo.

Há uma dualidade aparente nos domínios geotectônicos do continente Sul-Americano. Na parte noroeste tem-se um domínio de antigas províncias do embasamento crustal que não foram afetadas pelos eventos do ciclo Brasileiro (o domínio Pré-Brasiliano); e a parte sudeste (o domínio Brasileiro), em que os eventos de deformação predominantes datam do Neoproterozóico, ao longo do qual se originaram a maioria das feições visíveis. As principais diferenças entre essas duas regiões são notadas pelo fato de que a parte noroeste atuou como uma grande placa continental durante o Neoproterozóico (Cráton Amazônico), enquanto que a parte sudeste compreendeu uma série de fragmentos menores de placas continentais, assim como diferentes tipos de microcontinentes, arcos magmáticos e terrenos alóctones, que convergiram, se sobrepuseram e interagiram de tal forma que vários

cinturões móveis foram ativados e reestruturados.

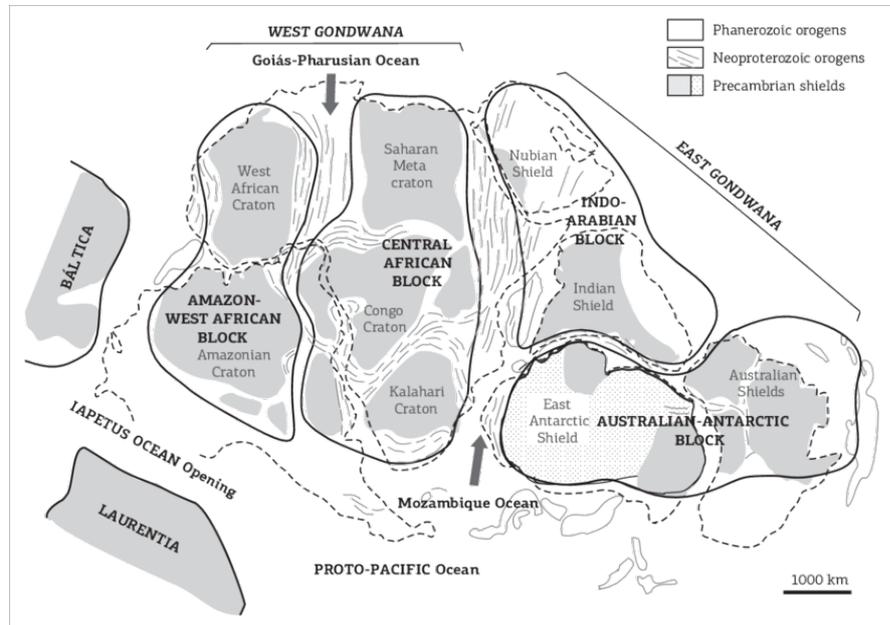
O domínio Brasileiro pode ser estendido para incluir as contrapartes dos eventos Pan-Africanos na África. No contexto da fusão do Gondwana Ocidental, os domínios Brasileiro/Pan-Africano podem ser considerados como a consequência da aproximação, colisões complexas e ajustes de pelo menos cinco grandes massas continentais: o cráton amazônico, o cráton da África Ocidental, o cráton do Rio de La Plata e o cráton do Kalahari.

Figura 1 – Continente Sul-Americano, destacando a área estável fanerozóica, a Plataforma Sul-Americana e as áreas instáveis dos Andes (Caribenhos, Setentrionais, Centrais e Meridionais) e do bloco da Patagônia.



Fonte: (SCHOBENHAUS; NEVES, 2003)

Figura 2 – Modelo de reconstrução dos blocos que fizeram parte do supercontinente Gondwana, após o fechamento dos oceanos Goiás-Pharusian e Mozambique.



Fonte: (CORDANI et al., 2013)

1.3 O Campo magnético

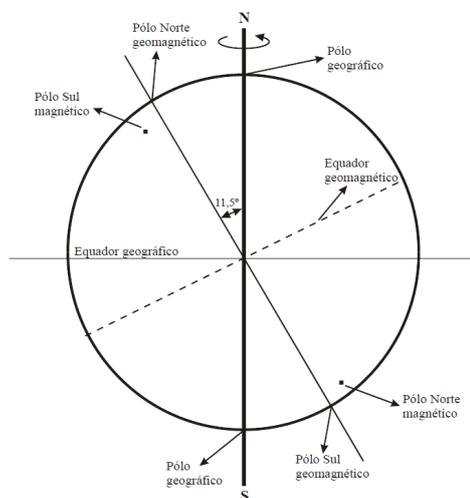
1.3.1 Elementos do campo magnético

O campo magnético da Terra (CMT) é uma grandeza vetorial, complexa e variável no tempo e no espaço. O CMT assemelha-se ao campo gerado por um ímã dipolar localizado no centro da Terra, com uma inclinação de aproximadamente $11,5^\circ$ entre os eixos do dipolo e o eixo de rotação da Terra (CHAPMAN; BARTELS, 1940).

A linha que passa pelo centro da Terra junto ao eixo do dipolo, intercepta a superfície em dois pontos chamados de polos geomagnéticos (Fig. 3). Estes polos diferem dos polos magnéticos de inclinação, que são os pontos médios das regiões sobre a superfície da Terra onde o campo é vertical.

Se o campo na superfície terrestre fosse um dipolo geocêntrico perfeito, as linhas dos polos geomagnéticos coincidiriam com a dos polos magnéticos. Porém, uma

Figura 3 – Localização dos polos geomagnéticos, geográficos, e magnéticos. Equador geográfico e geomagnético também estão destacados.



Fonte: (HARTMANN, 2005)

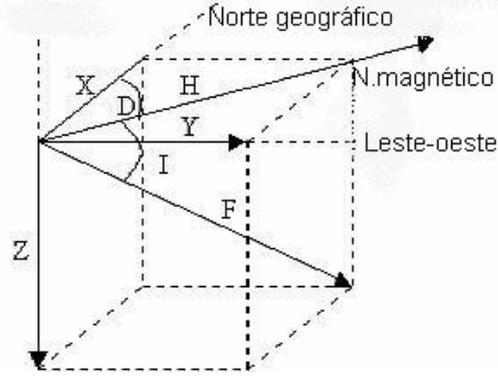
fração do campo superficial restaria, caso o campo dipolar de melhor ajuste fosse removido. Esta fração é conhecida como campo não dipolar.

O equador geomagnético é aquele obtido pelo melhor ajuste a um dipolo ideal. Já o equador magnético é definido pela linha em que a inclinação do vetor magnético é nula, variando de maneira não uniforme em função da complexidade do campo terrestre.

O campo geomagnético é caracterizado por conter sete elementos, sendo cinco vetoriais e dois angulares. Vetoriais: Intensidade X (sentido: norte geográfico), intensidade Y (leste geográfico), intensidade Z (vertical em relação à superfície da Terra), além da intensidade horizontal H e da intensidade total F. Angulares: ângulo de inclinação I (conhecido como dip, que é medido a partir do plano horizontal do campo vetorial e positivo para baixo), e o ângulo de declinação D (conhecido como variação magnética, medido no sentido horário a partir do norte geográfico em relação à componente horizontal do campo) (CHULLIAT et al., 2015). A figura 4 ilustra os elementos do campo magnético.

A declinação, inclinação e a intensidade total podem ser obtidas através das

Figura 4 – O vetor intensidade total do campo geomagnético (F) e seus elementos (H, D, I, X, Y e Z) associados.



Fonte: Modificado de (CALCINA, 2009).

equações:

$$D = \arctg\left(\frac{Y}{X}\right) \quad (1.1)$$

$$I = \arctg\left(\frac{Z}{H}\right) \quad (1.2)$$

$$F = \sqrt{H^2 + Z^2} \quad (1.3)$$

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2} \quad (1.4)$$

Sendo (F) medido em Tesla ($1 \text{ T} = 10^4 \text{ G}$) e nas medições geomagnéticas usuais a unidade adotada é o nanoTesla ($1 \text{ nT} = 10^{-9} \text{ T}$). A intensidade do campo na superfície da Terra, próximo aos polos, é da ordem de 67.000 nT e na região do equador magnético é a metade desse valor.

1.3.2 Origens do campo geomagnético

O campo geomagnético medido na superfície possui diferentes componentes com origens distintas, tanto internas quanto externas à Terra. Os campos gerados pelas principais contribuições são:

- O campo principal, gerado no núcleo externo da Terra (B_m);
- O campo crustal a partir da crosta/manto superior da Terra (B_c);
- O campo externo originado a partir de correntes elétricas fluindo na atmosfera superior e na magnetosfera, que também induzem correntes no mar e no solo (B_d).

Logo, o campo geomagnético medido na superfície da Terra é o resultado da soma de contribuições:

$$B(r, t) = B_m(r, t) + B_c(r) + B_d(r, t) \quad (1.5)$$

O campo principal corresponde a mais de 95% da intensidade do campo na superfície da Terra (CHULLIAT et al., 2015) e será de grande relevância para o presente trabalho.

As variações temporais do campo geomagnético podem ser da ordem de frações de segundos a milhares de anos, podendo ser periódicas ou completamente aleatórias. As variações temporais estão divididas em dois grupos: Variações de longo e de curto período. O que as diferencia além da duração é a sua origem, que será explicada nas próximas seções.

1.3.3 Variações de longo período

A mais conhecida das variações de longo período é a **variação secular** e caracteriza-se por estar associada a mudanças com períodos da ordem de anos e

ter sua origem no núcleo externo da Terra, e por isso diretamente relacionada com o Campo Magnético Principal (CMP).

Uma das vertentes que estuda a evolução do CMP é denominada de paleomagnetismo, que pode ser entendido como o estudo da magnetização remanescente em rochas e objetos arqueológicos. Quando uma rocha é formada, ela usualmente adquire uma magnetização paralela ao campo magnético da região de onde ela foi adquirida. A partir de análises de direções e intensidades de rochas magnetizadas em vários lugares do mundo, foi estabelecido que o dipolo magnético mudou muitas vezes no passado, com cada intervalo de polaridade durando milhares de anos. Assim, os estudos de paleomagnetismo contribuíram para compreender e explicar o fenômeno das reversões do campo geomagnético. A reversão do campo ocasiona uma mudança de 180° no posicionamento dos polos magnéticos terrestres, com consequentes alterações em todos os demais elementos (GUNNARSDÓTTIR et al., 2012). O tempo médio entre reversões, apesar de periódico, é de aproximadamente 250.000 anos. No entanto, a última reversão ocorreu há cerca de 780.000 anos.

A análise da estrutura interna da Terra de maneira indireta, a partir das ondas sísmicas que são registradas na superfície, divide o planeta em camadas de acordo com suas principais características (TEIXEIRA, 2009): crosta, manto, núcleo externo e núcleo interno.

A camada mais superficial é a crosta, sendo mais densa nos continentes, com espessura variando de 25 a 50 km, e de 5 a 10 km nos oceanos. Abaixo da crosta há o manto, onde as velocidades das ondas sísmicas indicam uma mudança de composição química das rochas (TEIXEIRA, 2009).

Abaixo do manto há uma região com velocidade das ondas sísmicas menor, o núcleo da Terra. O núcleo é dividido entre interno e externo, tendo o núcleo interno velocidades um pouco maiores do que o núcleo externo, em que não há propagação das ondas superficiais, o que pode indicar que o núcleo externo é líquido e o interno é sólido, ambos formados predominantemente por metais (TEIXEIRA, 2009). O núcleo externo da Terra é formado fundamentalmente por ferro e por uma fração significativa de níquel. Dessa forma, e uma vez que a variação da temperatura no interior da Terra impede que se considere a possibilidade da existência de magnetização permanente, foi-se estabelecendo como único modelo explicativo do CMP o chamado “Modelo do Dínamo”, que admite que o núcleo líquido da Terra

se comporte como um dínamo auto-excitado. Isto quer dizer que a corrente elétrica gerada pelo movimento do líquido no núcleo externo, na presença de um campo magnético pré-existente, gera um campo magnético que por sua vez reforça esse campo.

Outra importante e significativa variação de longo período é a **variação do campo crustal**, que tem variações espaciais da ordem de metros a milhares de quilômetros. O campo crustal tem menor intensidade em áreas marinhas e decresce com a altitude, pois está presente nas rochas com propriedades magnéticas, tanto na superfície quanto em subsuperfície. A magnetização das rochas que resultam no campo crustal pode ser induzida pelo campo principal ou remanescente e até mesmo pela combinação dos dois.

1.3.4 Variações de curto período

As variações do campo geomagnético de curto período possuem origem externa à Terra, tendo o Sol como principal fonte (LANZA; MELONI et al., 2006). As variações de curta duração correspondem àquelas com períodos menores, abrangendo até frações de segundo, e estão divididas em variações regulares e variações irregulares. É importante primeiramente definir os elementos contidos no sistema em que tais variações ocorrem, o que será feito na próxima seção.

1.3.5 A Magnetosfera, a Ionosfera e os Ventos Solares

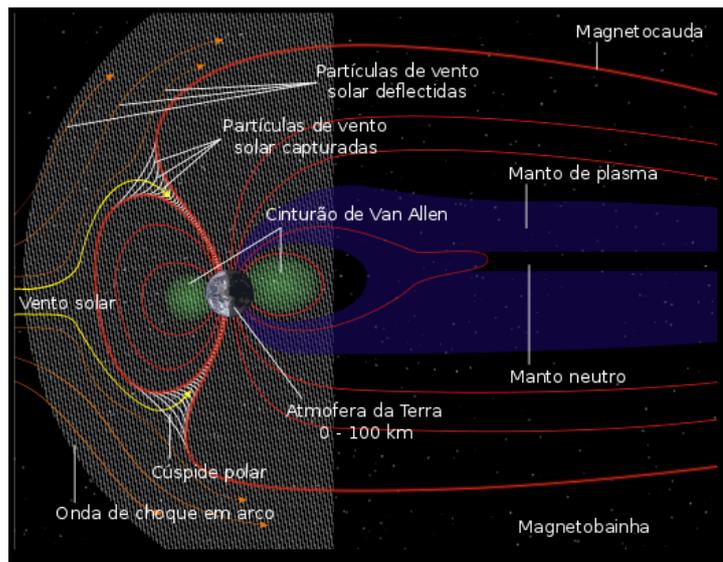
A magnetosfera terrestre é parte de um sistema dinâmico e interconectado que responde às condições solar, planetária e interestelar. É uma região em que o campo magnético é constituído principalmente de prótons e elétrons.

A magnetosfera é gerada pelo movimento convectivo do ferro fundido carregado, muito abaixo da superfície, no núcleo externo da Terra, o movimento de dínamo mencionado anteriormente. O constante bombardeio pelo vento solar comprime o lado do CMT voltado para o sol. O lado de frente para o sol, ou diurno, se estende por cerca de seis a dez vezes o raio da Terra. O lado da magnetosfera oposto ao sol (lado noturno) se estende em uma imensa cauda de ímã, que pode medir centenas de raios terrestres, conhecida como **magnetocauda**.

Uma onda de choque supersônica é criada na direção da Terra que está voltada para o sol, conhecida como **onda de choque em arco**. A maior parte das partículas vindas dos ventos solares é aquecida e desacelerada por essa onda de choque e sofre desvio em torno da Terra, percorrendo a **magnetobainha**. O limite exterior do campo geomagnético da Terra é chamado de **magnetopausa**, depois da qual o campo magnético é nulo. As principais componentes da magnetosfera aqui citadas estão na figura 5.

Na magnetosfera existem camadas ionizadas que formam a **ionosfera**, que é a região onde partículas ionizadas se movimentam. Portanto, qualquer perturbação no campo magnético resulta em modificações nas condições de transporte do meio ionizado. A ionosfera é dividida em três regiões: D (situada entre 50-90 km), E (entre 90-120 km) e F (120-1500 km).

Figura 5 – A Magnetosfera terrestre e suas principais feições.



Fonte: Modificado de NASA.

Grupos de partículas ionizadas são aprisionadas em regiões conhecidas como **cinturões de radiação de Van Allen**, seguindo em trajetória espiral as linhas de campo polares. São as regiões de partículas de vento solar capturadas da figura 5.

Mudanças no vento solar eventualmente fazem com que o fluxo de partículas na alta atmosfera aumente, produzindo as **Auroras Polares**. As mudanças da atividade solar podem ser associadas com o aumento do número de manchas solares e podem causar as tempestades magnéticas, que serão abordadas posteriormente.

O sol também é responsável pela variação diurna do CMT, representando uma variação de até 0,5% da intensidade total. Mesmo durante os períodos de relativa calma das atividades solares, variações significativas ocorrem nas regiões polares e equatoriais, onde fenômenos produzidos por sistemas de correntes na ionosfera estão sempre presentes, tais como o **eletrojato equatorial e os eletrojetos aurorais**.

1.3.6 Variações regulares

As variações regulares do campo geomagnético ocorrem devido ao movimento de rotação da Terra ao redor do Sol, assim como o movimento orbital da Lua. Acredita-se que a principal causa desse tipo de variação sejam as correntes que fluem na camada E da ionosfera especialmente na parte em que é dia.

A **variação diurna** é a variação regular mais significativa. A intensidade da variação diurna tem forte dependência com a época do ano, da atividade solar e da latitude magnética (GUNNARSDÓTTIR et al., 2012) sendo as correntes elétricas na ionosfera as principais agentes desta variação.

Por meio da aplicação da Lei de Ampère é possível mapear as correntes ionosféricas correspondentes, revelando que as correntes que fluem pela ionosfera através do campo geomagnético formam dois vórtices: um fluindo no sentido anti-horário no hemisfério norte e um no sentido horário no hemisfério sul. Tais vórtices são chamados de corrente Sq (*Solar quiet*) e têm forte influência na intensidade da variação diurna medida na Terra, podendo ser visto em dias de pouca atividade magnética. Para os dias em que o campo magnético possui intensa atividade, as respectivas variações são denominadas Sd (*Solar disturbed*) (LANZA; MELONI et al., 2006).

1.3.7 Variações irregulares

A interação do campo magnético terrestre com o fluxo de partículas vindo do Sol, os ventos solares, provocam as variações irregulares, sentidas tanto nas medições na superfície da Terra quanto no espaço ao redor do nosso planeta (GUNNARSDÓTTIR et al., 2012). Essa interação envolve a transferência de plasma e energia, levando a variações no tempo das correntes na magnetosfera e ionosfera que por sua vez, causam a indução de correntes no manto.

Mudanças bruscas na intensidade do campo magnético principal ou de suas componentes são chamadas de tempestades geomagnéticas. Uma tempestade magnética ocorre quando uma grande quantidade de energia atinge a Terra, sendo trazida pelo vento solar.

Dessa maneira pode-se entender que uma tempestade magnética geralmente é formada por diferentes fases, inicialmente consiste em um pequeno aumento da intensidade do campo geomagnético, que é denominada fase inicial, seguida por uma diminuição, denominada fase principal, a qual tem duração de um a dois dias e depois começa a fase de recuperação que geralmente demora um pouco mais do que a fase principal (AMARANTE, 1967).

1.3.8 Modelagem do Campo Magnético Terrestre

Existem diversos modelos que representam o CMT, assim, aqui serão brevemente explicados os principais, os que foram utilizados nos gráficos e mapas deste trabalho. Os modelos do campo geomagnético são representados através das **Cartas Magnéticas**, que são visualizações mais práticas das medições feitas em estações e observatórios magnéticos e em satélites.

O IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) é um modelo global de um período de 5 anos do campo geomagnético $B(r, \theta, \phi, t)$, proposto pela IAGA (*International Association of Geomagnetism and Aeronomy*), sendo uma série de modelos matemáticos que descrevem o campo magnético interno da Terra (campo principal), desde 1900 A.D. até os dias de hoje (THÉBAULT et al., 2015). A versão atual do IGRF é a 12ª (IGRF-12), que foi divulgada em 2015.

Em regiões livres de fontes na superfície da Terra e acima da mesma, o campo principal, com fontes internas, é o gradiente negativo de um potencial escalar V

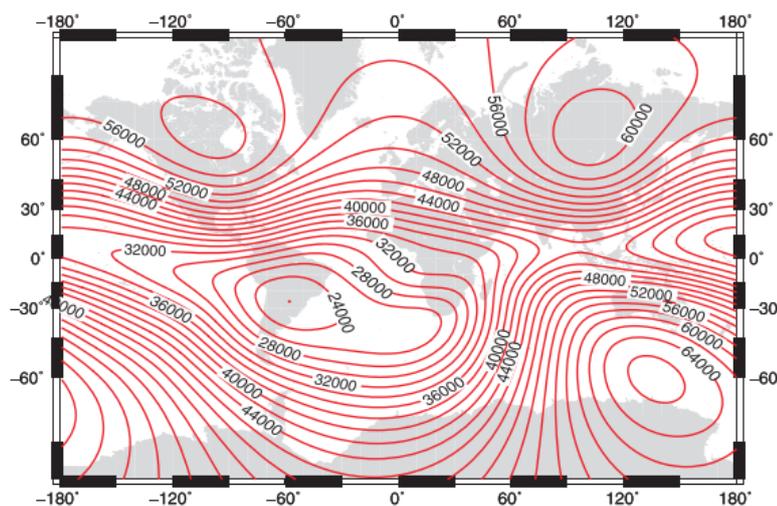
($B = -\Delta V$), onde nas coordenadas polares esféricas V é aproximado pela série finita

$$V(r, \theta, \phi, t) = a \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \times [g_n^m(t) \cos(m\phi) + h_n^m(t) \sin(m\phi) P_n^m(\cos\theta)] \quad (1.6)$$

com r denotando a distância radial do centro do Terra, $a = 6.371,2$ km sendo o Raio esférico geomagnético médio de referência da Terra, θ denotando a co-latidade geocêntrica e ϕ denotando a longitude leste. As funções $P_n^m(\cos\theta)$ são de Schmidt associadas de Legendre de grau n e ordem m quase normalizadas. Os coeficientes de Gauss g_n^m , h_n^m são funções do tempo e são convencionalmente dadas em nanotesla (nT).

As curvas de nível da figura 6 mostram valores da componente F do campo geomagnético, sua intensidade total para o ano de 2015, representadas pelo IGRF.

Figura 6 – Intensidade total do campo geomagnético da Terra para o ano de 2015.

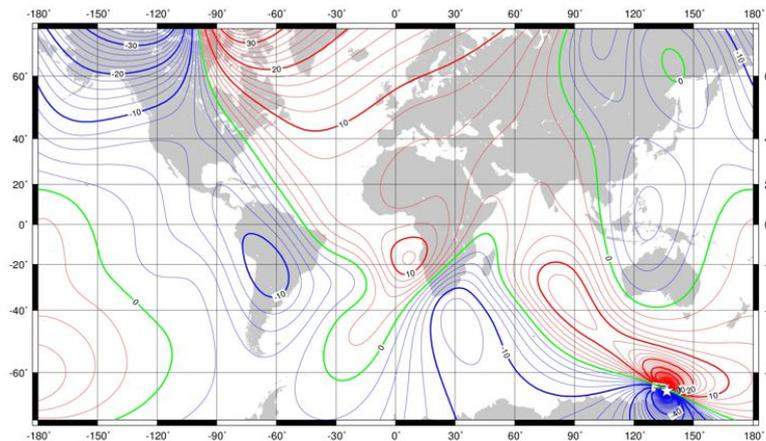


Fonte: IGRF-12.

Outro modelo que representa o campo é o WMM (World Magnetic Model), utilizado pela Agência Nacional de Inteligência Geoespacial (NGA) dos Estados

Unidos, pelo Centro Geográfico de Defesa (DGC) do Reino Unido, pela Organização do Tratado do Atlântico Norte (OTAN) e pela Organização Hidrográfica Internacional (IHO). O WMM foi desenvolvido em conjunto pelo Centro Nacional de Dados Geofísicos dos EUA (NGDC) e o Serviço Geológico Britânico (BGS). Esse modelo é utilizado em navegação e em aplicações que envolvam curso e altitude, sendo o modelo usado no sistema de GPS (disponível em <http://www.geomag.bgs.ac.uk/research/modelling/WorldMagneticModel.html>). A figura 7 mostra um mapa de declinação da Terra para o período 2015-2020, a partir da versão WMM2015.

Figura 7 – Taxa de declinação do campo para o período de 2015-2020 (WMM). O intervalo das linhas de contorno é de 2°/ano, a estrela branca é a localização do polo magnético.



Fonte: WMM-15.

O modelo ELEMAG (Elementos do Campo Magnético) também será utilizado neste trabalho. Trata-se um modelo criado pelo Observatório Nacional (ON) que calcula o campo magnético interno para o território brasileiro utilizando como base dados de levantamentos terrestres. A média dos valores coletados pelo magnetômetro base é utilizada, considerando que este valor é uma boa aproximação para o campo magnético interno local (BORSSATTO et al., 2014).

O programa ELEMAG calcula os valores (e a variação anual) das componentes Declinação (D), Inclinação (I), Intensidade Total (F) e as componentes cartesianas Norte (X), Leste (Y) e Vertical (Z) do campo geomagnético no território brasileiro.

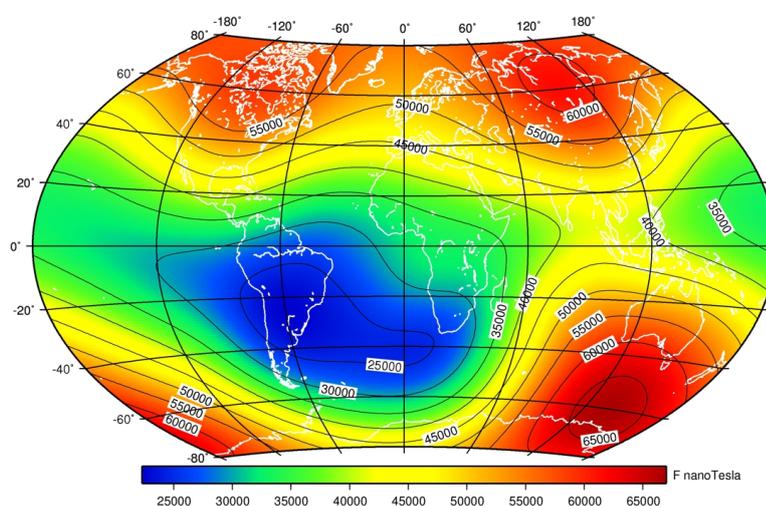
Trata-se de um modelo polinomial do 4º grau em latitude e longitude, e 2º grau em tempo. O programa é interativo, necessitando como dados de entrada: a data e as coordenadas do local (latitude e longitude) onde se deseja conhecer o campo. A data deve ser fornecida em ano e fração decimal (1998.5, para 1º de julho de 1998, por exemplo). O programa foi escrito em linguagem FORTRAN-77.

Como mudanças irregulares ocorrem no campo magnético gerado no núcleo da Terra, tais variações limitam o tempo de vida de qualquer modelo preditivo, como o IGRF e o WMM, razão pela qual ambos são atualizados a cada 5 anos.

1.4 A Anomalia Magnética do Atlântico Sul

A Anomalia Magnética do Atlântico Sul (AMAS - SAMA: *South Atlantic Magnetic Anomaly*) caracteriza-se por ser a região que apresenta as mais baixas intensidades do CMT, comparada com qualquer outra região do mundo (linhas com preenchimento em azul na figura 8).

Figura 8 – Intensidade do campo magnético total, em 2015. As áreas vermelhas representam locais onde o campo magnético é mais forte, enquanto as áreas azuis retratam diminuição na intensidade.



Fonte: Disponível em <http://www.geomag.bgs.ac.uk/research/modelling/IGRF.html>.

Mapas do campo magnético na interface manto-núcleo externo mostram feições

pouco conhecidas. Assim, a AMAS pode ter sua origem a partir de um fluxo magnético reverso na referida interface, em uma região abaixo da América do Sul e da África do Sul, em que sua existência é notada desde os últimos 200 anos (Gubbins et al., 2006). Baseado nesses mapas, ainda é possível concluir que diferentes aspectos podem assumir movimentos diferentes. Este fato dá suporte à ideia de que a AMAS tem continuamente sofrido uma deriva em direção ao oeste (JR et al., 1992).

A baixa intensidade do campo magnético nessa região ocasiona um aumento de radiação de partículas cósmicas, pela distorção do cinturão de Van Allen, o que afeta satélites que passam por essa área (Heirtzler et al., 2002). A expansão dessa anomalia, em termos territoriais, pode ser o indício de uma possível reversão do CMT (Gubbins, 2008).

Atualmente, a AMAS possui uma forma alongada, se estendendo desde a América do Sul até a África, sendo seu centro (em função da mínima intensidade), para o ano de 2015, localizado no Paraguai (Hartmann, 2005). A figura 8 mostra o CMT para 2015, baseado no IGRF-12, com a AMAS sendo delimitada pela linha de contorno de 30.000 nT.

1.4.1 Efeitos da AMAS

A AMAS representa sinal de alerta constante para os instrumentos eletrônicos de aviões e veículos espaciais que a sobrevoam e para aqueles que residem em sua região de abrangência. Por ser uma região de menor intensidade do campo, oferece menor resistência a entrada de partículas cósmicas. Um exemplo disso foi o anúncio da NASA sobre uma falha temporária na memória de bordo do Telescópio Hubble quando este passava pela AMAS. Esses efeitos podem ser evitados se os instrumentos forem desligados. Porém, este procedimento pode levar a uma perda significativa da informação que está sendo avaliada (HEIRTZLER, 2002).

Assim, observa-se que essa região apresenta diversos fenômenos produzidos pela interação do fluxo de partículas que chegam à terra com as linhas do campo geomagnético. Exemplos desses fenômenos são o fluxo de partículas secundárias produzidas por interações de partículas primárias com a atmosfera terrestre e com a estrutura de objetos espaciais que orbitam a Terra (HARTMANN, 2005) e as

correntes geomagneticamente induzidas (*Geomagnetically Induced Currentes* – *GICs*).

As *Gics* são formadas pelo movimento de partículas ionizadas de alta altitude, gerando correntes elétricas que podem alterar de forma significativa o campo magnético, sendo quase contínuas e com frequências inferiores a 1 Hz. Esse fenômeno induz “correntes-imagem” na Terra, afetando linhas de transmissão de energia elétrica e de dutos, estradas de ferro e sistemas telefônicos (TRIVEDI et al., 2005). As *Gics* têm maior influência sobre os países localizados em altas latitudes, que já sofreram conhecidos “blackouts” em decorrência dessas correntes. Como o Brasil e boa parte da América do Sul estão sob influência da AMAS, estão sujeitos à ocorrências das *Gics*, mesmo estando localizados em baixas e médias latitudes.

1.4.2 Deslocamento da AMAS

A partir de dados de diversos modelos que representam a trajetória da AMAS, pode-se avaliar o deslocamento de seu centro ao longo dos anos. O centro da anomalia foi escolhido como indicativo para mostrar a trajetória porque é a região de menor intensidade da mesma.

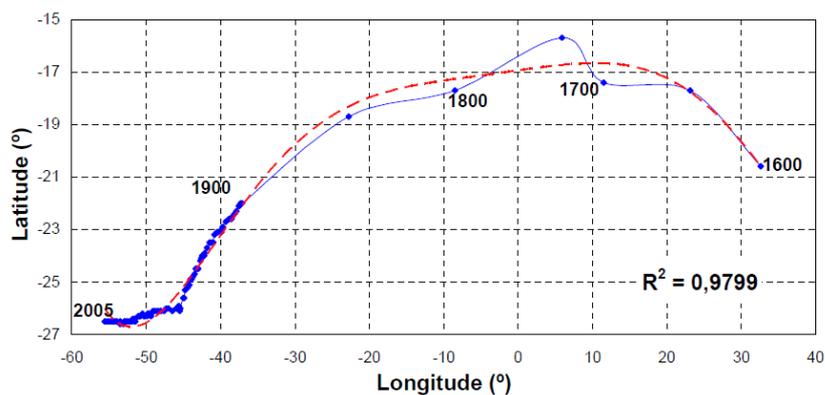
O gráfico da figura 9 mostra a trajetória da AMAS em função do tempo para os últimos 405 anos, que, apesar de representar um período muito maior do que o utilizado neste trabalho (100 anos), é uma conveniente representação da deriva da mesma. Para esse gráfico, de Hartmann (2005), a metodologia utilizada foi que, para o último século, a trajetória foi extraída ano a ano; enquanto que para os modelos de Barraclaough (1974) os dados estão equiespaçados em 50 anos. O erro dos dados desse gráfico é de $\pm 0,1^\circ$ em latitude e longitude.

A partir do gráfico abaixo, pode-se dividir a deriva do centro da AMAS em três épocas (HARTMANN; PACCA, 2009):

1. 1590-1750, quando a latitude sofreu uma variação de aproximadamente 6° , e a longitude de $1,5^\circ$;
2. De 1750 ao período de 1945-1950, quando ambas as derivas para oeste e sul foram aproximadamente constantes; e

3. 1945-2005, quando a variação da latitude era muito menor e praticamente só havia a deriva para oeste.

Figura 9 – Deslocamento do centro da AMAS, em função do tempo. A curva em vermelho é uma curva de ajuste polinomial de grau 6 para os dados, que apresentou um valor de R^2 -quadrado (ou coeficiente de determinação) satisfatório.



Fonte: (HARTMANN, 2005).

Dividindo ainda mais os períodos acima citados, e tendo um enfoque no último século, o deslocamento com relação à latitude para 1945-1950 foi muito menor do que para o período de 1900-1945. A taxa de variação média para os últimos 60 anos foi muito pequena, praticamente sem mudança na latitude.

Assim, de forma geral a AMAS apresentou uma deriva para oeste predominante, mas em intervalos e taxas de variações diferentes, como o período antes e depois de 1750.

1.4.3 Variação na intensidade da AMAS

A intensidade do campo magnético no centro da AMAS variou com taxas diferentes ao longo dos anos. Durante o intervalo de 415 anos utilizado em Hartmann e Pacca (2009), sua intensidade diminuiu aproximadamente 8.500 nT, com uma taxa média de 22,7 nT/ano.

A variação na intensidade está resumida na figura 10, que mostra uma tabela em que pode-se notar que a variação foi muito menor entre 1590-1750 do que em

intervalos posteriores. A figura 11 mostra mapas das curva de contorno com relação à variação na intensidade da AMAS e sua deriva predominante para oeste. Pode-se notar que também houve uma expansão na área da anomalia, representada pela linha de contorno de 28.000 nT.

Ambas as figuras utilizadas nesta seção, segundo Hartmann e Pacca (2009), baseiam-se nos modelos de harmônicos esféricos GUFM1 e IGRF. O modelo GUFM1 é utilizado para o período histórico de 1590-1990, e o IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) representa o último século. Ambos os modelos são utilizados para avaliar as principais características da AMAS, assim como a variação secular do campo geomagnético.

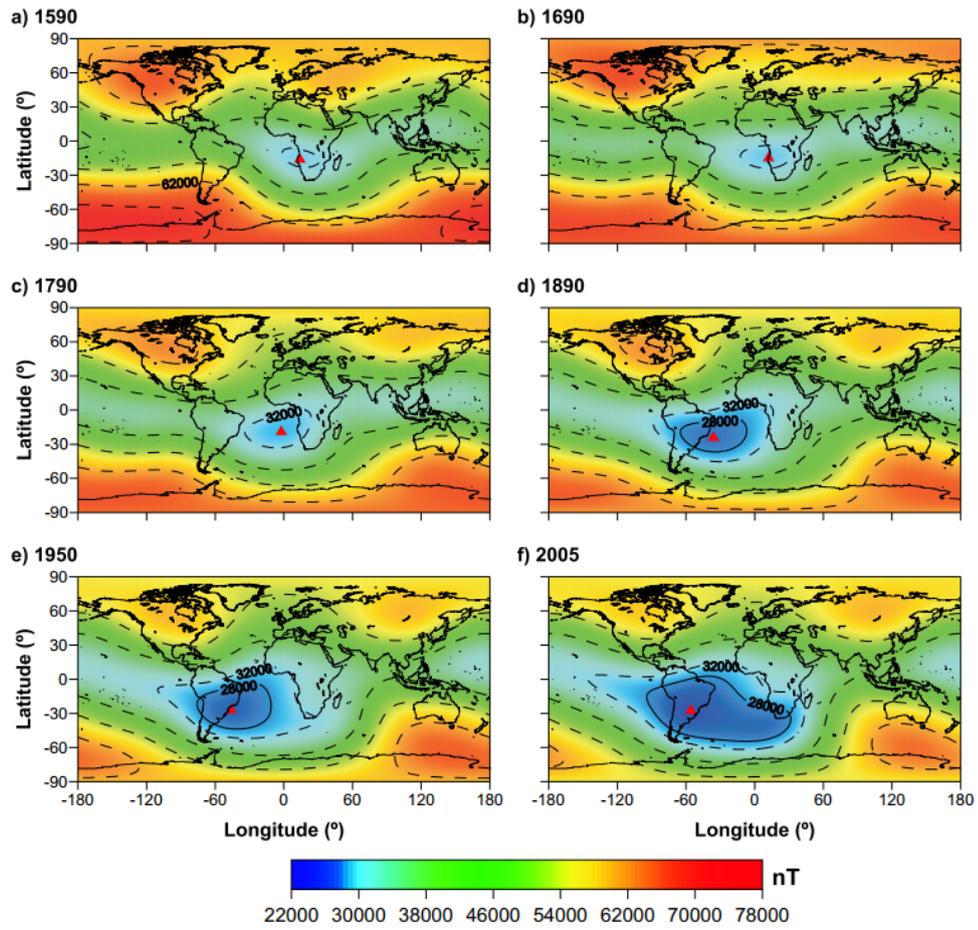
A variação na intensidade da AMAS será abordada de forma ampla em seção posterior, com dados de observatórios e estações magnéticas que representam visivelmente esse efeito.

Figura 10 – Variação na intensidade do centro da AMAS (nT/ano) para os últimos 415 anos.

GUFM1 Interval	SAMA
1590–1640	–3.7
1640–1690	–7.4
1690–1740	–3.9
1740–1790	–17.8
1790–1840	–30.4
1840–1890	–48.5
1890–1940	–14.3
1940–1990	–34.6
Mean (nT/year)	–20.1
IGRF Interval	
1900-1950	–18.6
1950-2005	–32
Mean (nT/year)	–25.3

Fonte: (HARTMANN; PACCA, 2009).

Figura 11 – Mapas do campo magnético total obtidos com os modelos GUFM1 e IGRF. Os triângulos vermelhos representam o centro da anomalia.



Fonte: (HARTMANN; PACCA, 2009).

2 Metodologia

2.1 Relação entre Susceptibilidade Magnética e o Campo Magnético

Quando um determinado material é submetido a um campo magnético H (A/m), o mesmo adquire uma intensidade de magnetização M (A/m), que é proporcional a esse campo. A constante de proporcionalidade entre M e H é denominada susceptibilidade magnética X_m (adimensional), que é uma propriedade física inerente às rochas ou solos. A fórmula 2.1 mostra a relação mencionada.

$$M = X_m H \quad (2.1)$$

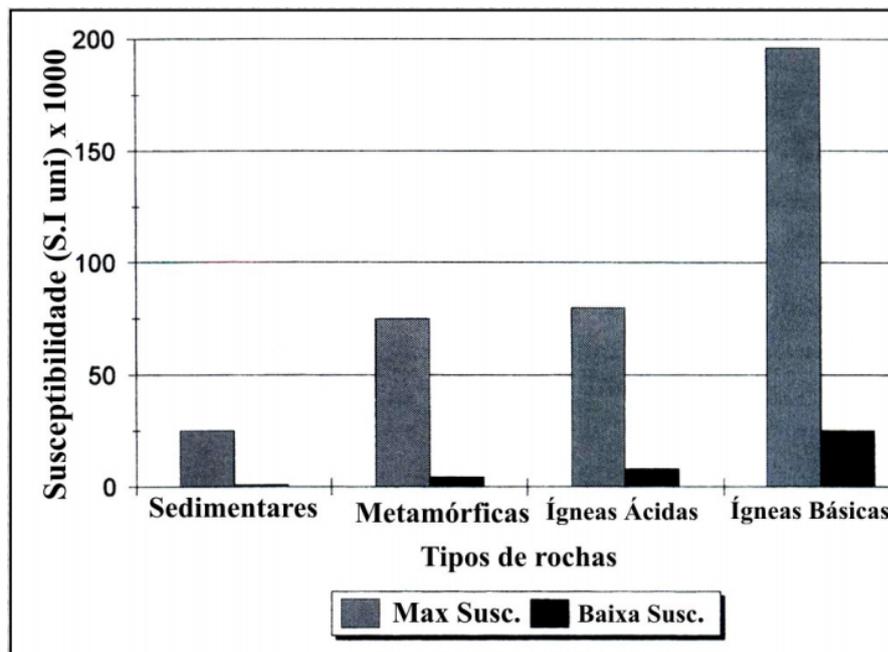
Assim, o campo magnético em um ponto genérico pode ser descrito pela equação 2.2, onde B é a indução magnética (expresso em Tesla - T) e μ_0 é a permeabilidade magnética no vácuo ($\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ Tm/A) (LANZA; MELONI et al., 2006).

$$B = \mu_0 H + \mu_0 M \quad (2.2)$$

Neste trabalho fez-se uso do conceito da fórmula 2.1, com a finalidade de relacionar a variação do campo magnético local a partir da influência das rochas presentes nas regiões, que sofrem magnetização.

A tabela 1 e a figura 12 mostram valores típicos de susceptibilidade magnética para algumas rochas e minerais, muitos dos quais são encontrados nas estações escolhidas para este trabalho. A susceptibilidade magnética é diretamente proporcional ao conteúdo de minerais (principalmente magnetita) de rochas ou solos.

Figura 12 – Variação de valores de susceptibilidade magnética dos três tipos de rochas.



Fonte: (SOARES, 2001).

Tabela 1 – Valores de susceptibilidade magnética de determinados minerais e rochas.

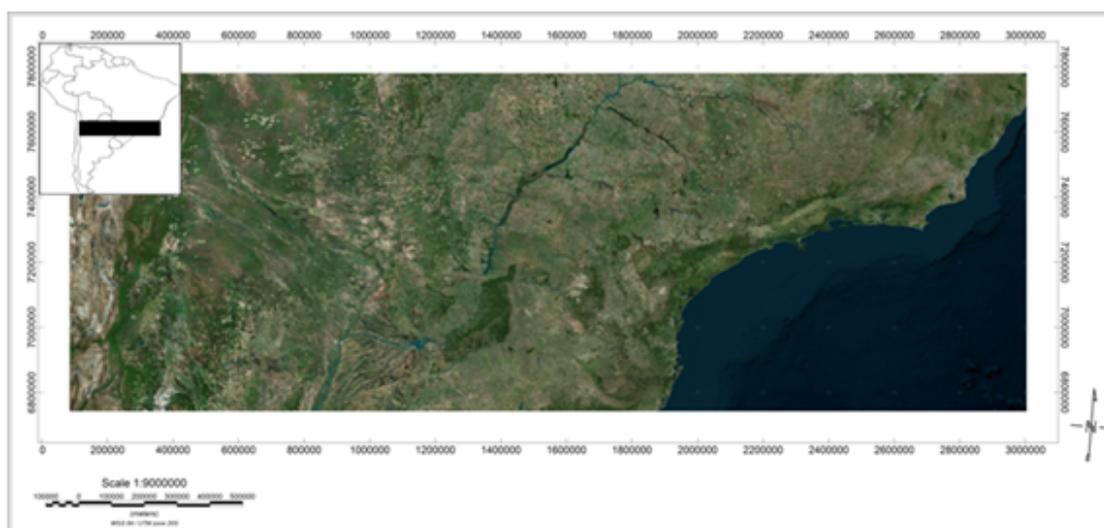
Susceptibilidade de rochas e minerais	
SEDIMENTARES	
Rocha	Susceptibilidade ($\times 10^6$ SI)
Dolomito (puro)	-12,5 a 44
Dolomito (impuro)	20.000
Calcário	10 - 25.000
Arenito	0 - 21.000
Folhelho	60 - 18.600
Média de variação	0 - 360
ÍGNEAS	
Rocha	Susceptibilidade ($\times 10^6$ SI)
Granito	10 - 65
Granito com magnetita	20 - 50.000
Riolito	250 - 37.700
Pegmatito	3.000 - 75.000
Gabro	800 - 76.000
Basaltos	500 - 182.000
Basaltos Oceânicos	300 - 36.000
Peridotito	95.500 - 196.000
Média de variação para rochas ácidas	40 - 82.000
Média de variação para rochas básicas	550 - 122.000
METAMÓRFICAS	
Rocha	Susceptibilidade ($\times 10^6$ SI)
Xisto	315 - 3.000
Ardósia	0 - 38.000
Gnaisse	125 - 25.000
Serpertinito	3.100 - 75.000
Média de variação	0 - 73.000
MINERAIS	
Tipo	Susceptibilidade ($\times 10^6$ SI)
Gelo	-9
Evaporitos	-10
Gipsita	-13
Quartzo	-15
Grafite	-80 a -200
Calcopirita	400
Pirita	50 a 5.000
Hematita	420 - 38.000
Pirrotita	1.250 - $6,3 \times 10^6$
Ilmenita	314.000 - $3,8 \times 10^6$
Magnetita(o)	70.000 - 2×10^7

Fonte: Modificado de (SOARES, 2001).

2.2 Estudo geológico da faixa Brasil-Norte da Argentina

A faixa escolhida para estudo no presente trabalho compreende desde o litoral sul do Brasil, incluindo os estados de Paraná e Santa Catarina, até a região noroeste da Argentina, compreendendo o Paraguai. A figura 13 mostra a referida faixa selecionada. A cidade de Vassouras, no estado do Rio de Janeiro, também foi utilizada para estudo geológico, de forma sucinta. Nessa cidade está situado o Observatório Magnético de Vassouras, em que seus dados de medição do campo magnético serão de importante efeito de comparação em seções posteriores para avaliar a intensidade e o deslocamento da AMAS.

Figura 13 – Região de estudo geológico destacada.



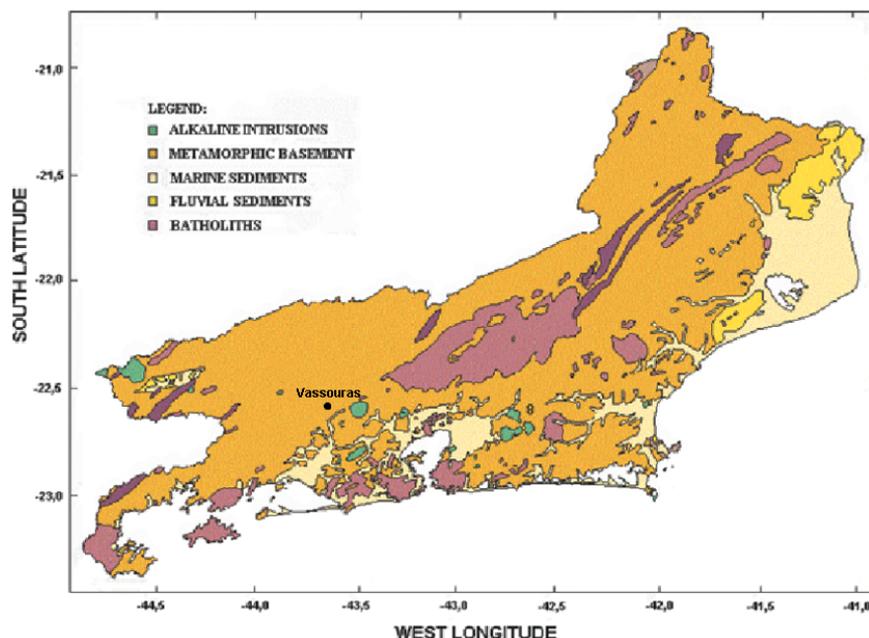
Fonte: Elaborado pela autora.

2.2.1 Geologia da cidade de Vassouras

De forma resumida, a geologia de Vassouras pode ser representada por rochas metamórficas, como gnaisse, migmatito, anfibolito e quartzito, com alguns diques de rochas básicas (basalto, gabro). Alguns minerais, como a biotita e a hornblenda, também podem ser encontrados em Vassouras. Estes minerais podem ter grandes quantidades de materiais magnéticos como o ferro. Biotita e hornblenda compõem muitas rochas metamórficas na região, o que indica níveis razoáveis (médios a altos)

de susceptibilidade magnética. Um mapa geológico do estado do Rio de Janeiro está na figura 14, com Vassouras indicado.

Figura 14 – Mapa geológico simplificado do Rio de Janeiro, com Vassouras assinalado.



Fonte: (GOMES; HAMZA, 2005).

2.2.2 Geologia do estado do Paraná

As formações geológicas do estado do Paraná são formadas por compartimentos distintos com idades variando de 2,8 bilhões de anos até a era atual. Os registros geológicos anteriores a 570 milhões de anos são essencialmente formados por rochas magmáticas e metamórficas, que constituem o embasamento da Plataforma Sul-Americana. Posteriormente esta plataforma constituiu a base para a formação das unidades sedimentares e vulcânicas. Este embasamento, aqui denominado de Escudo, está exposto na parte leste do Estado (Primeiro Planalto e Litoral), sendo recoberto a oeste pela cobertura vulcânica e sedimentar denominada Bacia do Paraná (PARANÁ, 2001). Esta divisão do estado pode ser vista na figura 15.

Figura 15 – Compartimentos geológicos do Paraná.



Fonte: (PARANÁ, 2001).

O Paraná é dividido, com relação aos seus relevos, entre a Baixada Litorânea, Primeiro Planalto, Segundo Planalto e o Terceiro Planalto (Figura 16). Na baixada litorânea, onde está localizada a Serra do Mar, e no Primeiro Planalto, encontram-se as rochas magmáticas e metamórficas mais antigas, recobertas parcialmente por sedimentos recentes de origem marinha e continental. O Segundo Planalto constitui a faixa de afloramento dos sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná. Sobrepostas a estes sedimentos ocorrem as rochas vulcânicas de idade mesozóica do Grupo Serra Geral, formando o Terceiro Planalto, que estão recobertas por sedimentos cretáceos predominantemente no noroeste do Estado. Sedimentos recentes ocorrem em todas as regiões, principalmente nos vales dos rios, além de outros tipos de depósitos inconsolidados.

A Bacia do Paraná compreende o Segundo e o Terceiro Planalto Paranaense, recobrindo a maior porção do estado. É uma bacia sedimentar, intracratônica, que evoluiu sobre a Plataforma Sul-Americana. Sua formação teve início no Período Devoniano, há cerca de 400 milhões de anos, terminando no Cretáceo. A persistente subsidência na área de formação da bacia, embora de caráter oscilatório, possibilitou a acumulação de grande espessura de sedimentos, lavas basálticas e sills de diabásio, ultrapassando 5.000 metros na porção mais profunda. Sua forma é aproximadamente elíptica, aberta para sudoeste, e cobre uma área da ordem de 1,5 milhão de km^2 . Apresenta inclinação homoclinal em direção ao oeste, porção mais deprimida. Sua forma superficial côncava deve-se ao soerguimento flexural,

Figura 16 – Divisão do estado Paranaense com relação ao relevo.



Fonte: Google Imagens.

denominado Arqueamento de Ponta Grossa. A consolidação e evolução final do embasamento da Bacia do Paraná se deu no Ciclo Tectono-magmático Brasileiro, entre o Pré-Cambriano Superior e o Eo-Paleozóico. Sua evolução se deu por fases de subsidência e soerguimento com erosão associada, no transcorrer das quais a sedimentação se processou em sub-bacias.

Na área da Bacia do Paraná três conjuntos litológicos podem ser individualizados:

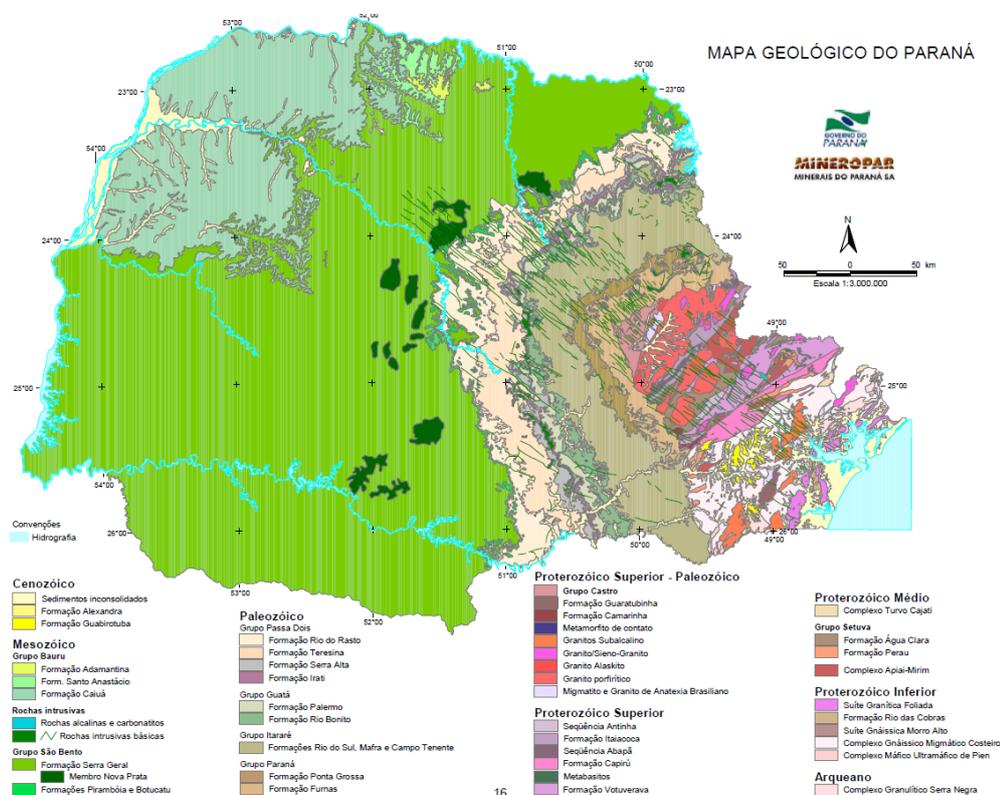
- **Paleozóico** - diz respeito aos depósitos sedimentares paleozóicos, correspondentes à grande feição de sedimentação marinha e litorânea da Bacia do Paraná, manifestado geomorfologicamente no Segundo Planalto;
- **Mesozóico** - constituído por rochas sedimentares de origem continental, de idade triássica, e por rochas ígneas extrusivas de composição predominantemente básica de idade jurássica-cretácea, responsáveis pelas feições do Terceiro Planalto Paranaense. Os últimos eventos de grande expressão na coluna estratigráfica no final do Cretáceo são os depósitos sedimentares

de ambiente continental árido representados pelos sedimentos arenosos do noroeste do Estado;

- **Cenozóico** - formado por sedimentos inconsolidados, de origem continental e marinha, que recobrem parcialmente as unidades acima descritas.

As principais unidades geológicas do estado do Paraná podem ser vistas na figura 17.

Figura 17 – Mapa geológico simplificado com as principais unidades geológicas do Paraná.



Fonte: (PARANÁ, 2001).

2.2.3 Geologia do estado de Santa Catarina

De leste para oeste, afloram no território Catarinense, os sedimentos recentes do litoral, uma faixa de rochas magmáticas e metamórficas mais antigas, a sucessão

das rochas sedimentares gondwânicas e os derrames de lavas básicas, intermediárias e ácidas da Serra Geral (SCHEIBE, 1986).

Juntamente com os últimos eventos de formação de rochas do escudo catarinense, instalou-se um regime essencialmente deposicional em plataforma estável – A Plataforma Sul-Americana – que resultou no recobrimento de todas essas rochas mais antigas pelos sedimentos que constituem a sequência gondwânica da Bacia do Paraná, que aflora na porção centro-leste do Estado. Esse afloramento resulta da superposição de inúmeros eventos geotectônicos dos quais os mais antigos remontam ao Arqueano e estão localizados na porção leste do estado, denominado Escudo Catarinense (ALMEIDA et al., 1981).

O episódio de grande estabilidade crustal da Plataforma Sul-Americana foi interrompido pelo início da separação entre a América do Sul e a África, que é o mais extenso vulcanismo sobre um continente e que representa, hoje, a cobertura de toda a metade oeste do estado de Santa Catarina. O processo de separação aparentemente coincidiu com um soerguimento da porção oriental do continente, propiciando intensos fenômenos erosivos que expuseram as rochas do complexo brasileiro e resultaram na deposição dos sedimentos que preenchem, hoje, as planícies litorâneas e as bacias sedimentares da margem continental de Santa Catarina (ALMEIDA et al., 1981).

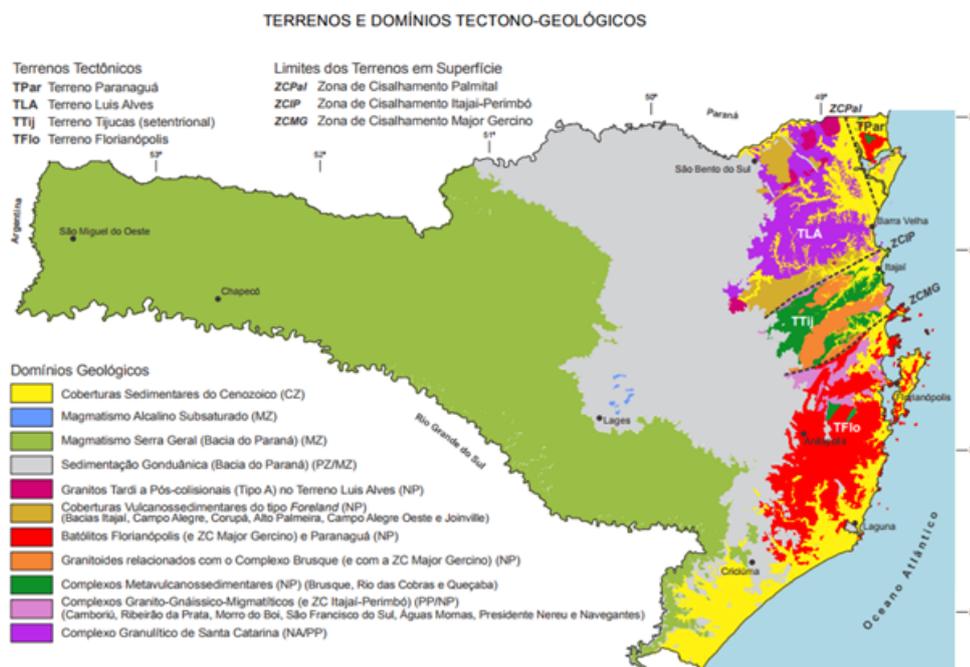
O mapa da figura 18 mostra de forma simplificada os principais domínios geológicos do estado. As principais associações litológicas, representadas no mapa, são constituídas por granulitos; gnaisses e migmatitos; xistos e filitos; e granitos.

Os domínios mais representativos para a região de Santa Catarina podem ser resumidos da seguinte forma:

Cobertura Sedimentar Gonduânica

A base da sedimentação gondwânica em Santa Catarina iniciou-se no Permiano Médio com a deposição de argilitos, diamictitos, ritmitos, arenitos finos, siltitos, folhelhos e conglomerados do Crupo Itararé, em ambiente continental e marinho, com influência glacial. No Permiano Médio e Superior, ocorreu a deposição do Grupo Guatá, em ambiente litorâneo, núvio-deltáico e, progressivamente, marinho de águas rasas. Os depósitos correspondentes a esse ambiente são arenitos finos e

Figura 18 – Mapa geológico simplificado de Santa Catarina.



Fonte: CPRM.

grossos, siltitos, folhelhos carbonosos, camadas de carvão e siltitos argilosos. No Permiano Superior, inicialmente, predominou o ambiente marinho, passando após a fluvial. Sob essas condições ocorreu deposição de folhelhos pirobetuminosos, níveis de calcário, argilitos, siltitos, folhelhos e arenitos finos do Grupo Passa Dois. No Mesozóico, ocorre uma deposição dos sedimentos da Formação Pirambóia, representada por argilitos, siltitos e arenitos conglomerados em ambiente fluvial. Posteriormente, ocorreu a deposição dos arenitos da Formação Botucatu, em ambiente desértico.

Rochas Efusivas (Formação Serra Geral)

Sob esta designação são descritas as rochas vulcânicas efusivas (ou extrusivas) da bacia do Paraná, representadas por uma sucessão de derrames que cobrem quase cinquenta por cento da superfície do Estado de Santa Catarina. Duas sequências

são destacadas: a Sequência Básica, predominante nos níveis mais inferiores, é representada por basaltos e fenobasaltos, com diques e corpos tabulares de diabásio, com ocorrências ocasionais de lentes de arenitos interderrames, brechas vulcânicas e vulcano-sedimentares, além de andesitos e vidros vulcânicos; e a Sequência Ácida, predominando em direção ao topo do pacote vulcânico, está representada por riolitos, riodacitos e dacitos. A idade destas rochas é atribuída do Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior.

Cobertura Sedimentar Quaternária

A Cobertura Sedimentar Quaternária é constituída por depósitos inconsolidados ou fracamente consolidados de areias, de siltes, de argilas ou conglomerados, distribuídos ao longo da planície costeira, nos vales dos principais cursos d'água, ao longo de antigas lagunas ou próximos às encostas. De acordo com sua origem podem ser classificados como: depósitos marinhos, aluvionares, lagunares, eólicos (dunas) e coluvionares.

2.2.4 Geologia do Paraguai

O território paraguaio pode ser dividido em duas grandes regiões, Oriental e Ocidental (figura 19), de acordo com a localização do Rio Paraguai, que cruza o país. Geologicamente este trabalho também fará uso dessa segmentação.

Paraguai Oriental

Geologicamente, o Paraguai Oriental está localizado na borda oeste da Bacia do Paraná. Os sedimentos e a estratigrafia deste lado da Bacia são muito parecidos com os do lado brasileiro, principalmente os da região sul do Paraguai Oriental (CLERICI, 1986).

Porém esta região também tem sua evolução relacionada à Bacia do Chaco Paraguai, cujo comportamento estrutural começou pelo menos no Devoniano (PUTZER, 1962). Com exceção de afloramentos isolados, esta bacia está inteiramente recoberta pelos sedimentos cenozoicos do Chaco.

Figura 19 – Divisão geográfica do Paraguai.



Fonte: (ORUÉ, 1996).

De formação semelhante ao do lado brasileiro, a individualização do Paraguai Oriental como bacia se deu do Pré-Cambriano Superior ao Eopaleozóico, intervalo que é representado pelo Grupo Itapucumi, na Região Norte, com provável idade cambriana. Após, depositaram-se os sedimentos dos grupos Caacupé e Itacurubi, que representam uma exceção dentro da Bacia do Paraná, pois não são encontrados depósitos correlacionáveis no lado brasileiro.

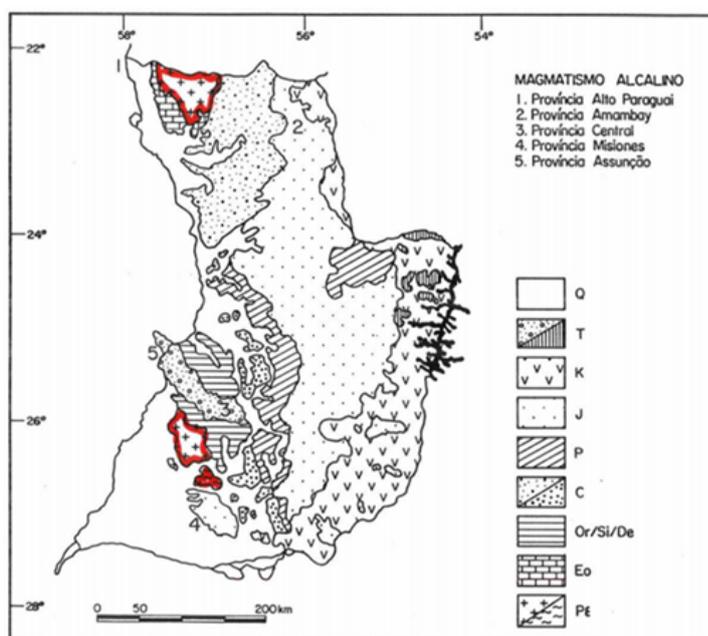
Estratigraficamente, se seguem os sedimentos que constituem o Grupo Cerro Cora e as formações San Miguel e Independência. As condições desérticas afetaram também essa região, características que podem ser encontradas na deposição da Formação Misiones. O magmatismo Wealdeniano, que afetou a Bacia do Paraná, está representado no Paraguai Oriental pela Formação Alto Paraná.

As semelhanças entre o lado paraguaio e brasileiro são muitas, porém talvez o fato de o Paraguai Oriental se situar na borda da Bacia propiciou uma maior intensidade tectônica, exemplificada pelas sucessivas reativações do Arco Central Paraguaio, que faz fronteira com o lado oeste da região e foi o responsável pela

diferença geológica observada entre as regiões Norte e Sul dessa área (CLERICI, 1986).

Em geral, o quadro geotectônico do Paraguai Oriental aponta para a existência de diversos polos de atividade tectono-magmática, que deram origem a numerosos focos alcalinos distribuídos por várias províncias. A do Alto Paraguai congrega rochas sieníticas saturadas e insaturadas e apresenta idade em torno de 250 Ma. As de Amambay e Central estão ligadas a rochas de tendência potássica e exibem idade aproximada de 130 Ma. A de Misiones guarda relação com rochas ultra-alcalinas com idade média de 116 Ma, enquanto que a mais recente (61-39 Ma) reúne diversos corpos de rochas ultrabásicas de natureza sódica (ORUÉ, 1996). A figura 20 mostra um mapa geológico com as principais feições geológicas do Paraguai Oriental.

Figura 20 – Mapa geológico esquemático da região do Paraguai Oriental. Legendas: Q, Quaternário (Grupo Rio Paraguai); T, Terciário (Formação Patiño, Formação Acaray); K, Cretáceo (Formação Alto Paraná); J, Jurássico (Formação Misiones); P, Permiano (Grupo Independencia); C, Carbonífero (Grupo Coronel Oviedo). Or/Si/De, Ordoviciano-Siluriano-Devoniano (Grupo Caacupé, Grupo Itacurubí); Eo, EoCambriano (Grupo Itapucumí); P ϵ , Pré-cambriano (Sul e Norte).

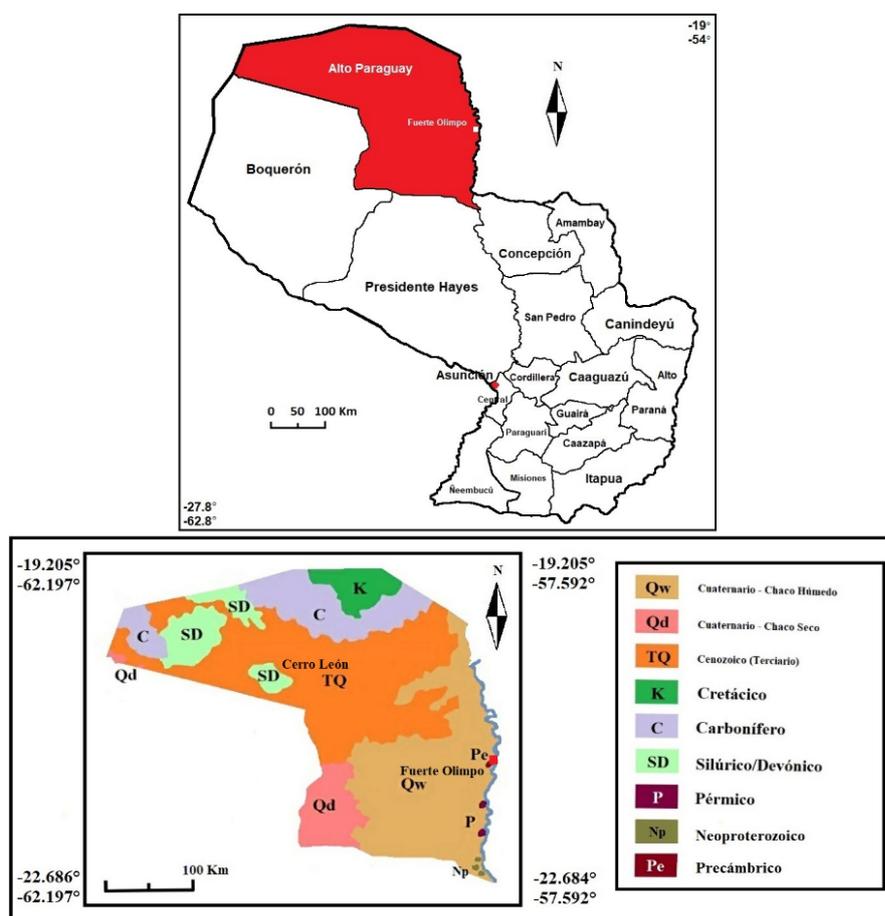


Fonte: (ORUÉ, 1996).

Paraguai Ocidental

Aproximadamente 80-90% da superfície da região do Paraguai Ocidental (também chamada de Chaco Paraguayo) consiste em sedimentos de granulometria fina que são em sua maioria de idade quaternária e terciária. Grande parte desta região está coberta por vegetação densa, o que dificulta o conhecimento dos sedimentos mais recentes que estariam expostos. Os dados obtidos a partir das imagens de satélite são de grande auxílio, portanto o mapeamento no campo tem que se concentrar em mudanças mínimas nas cores e na morfologia (disponível em: <http://www.geologiadelparaguay.com/Mapas.htm>).

Figura 21 – Descrição geológica do Departamento de Alto Paraguay.

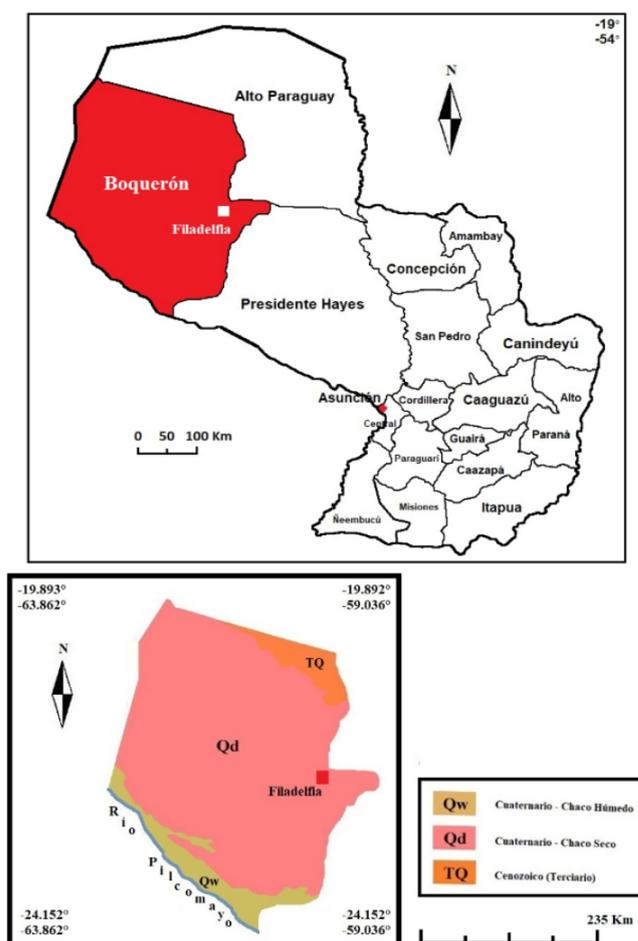


Fonte: Disponível em <http://www.geologiadelparaguay.com.py>.

A estratigrafia ao norte desta área data do Pré-Cambriano, Paleozóico e Mesozóico. O estado da vegetação só pode ser observado onde é possível diferenciar os estratos arenoso e argiloso dobrados do Devoniano por sua diferente cobertura vegetal. Adicionalmente, o curso e a depressão da estrutura tectônica são identificados, o que não pode ser observado no campo.

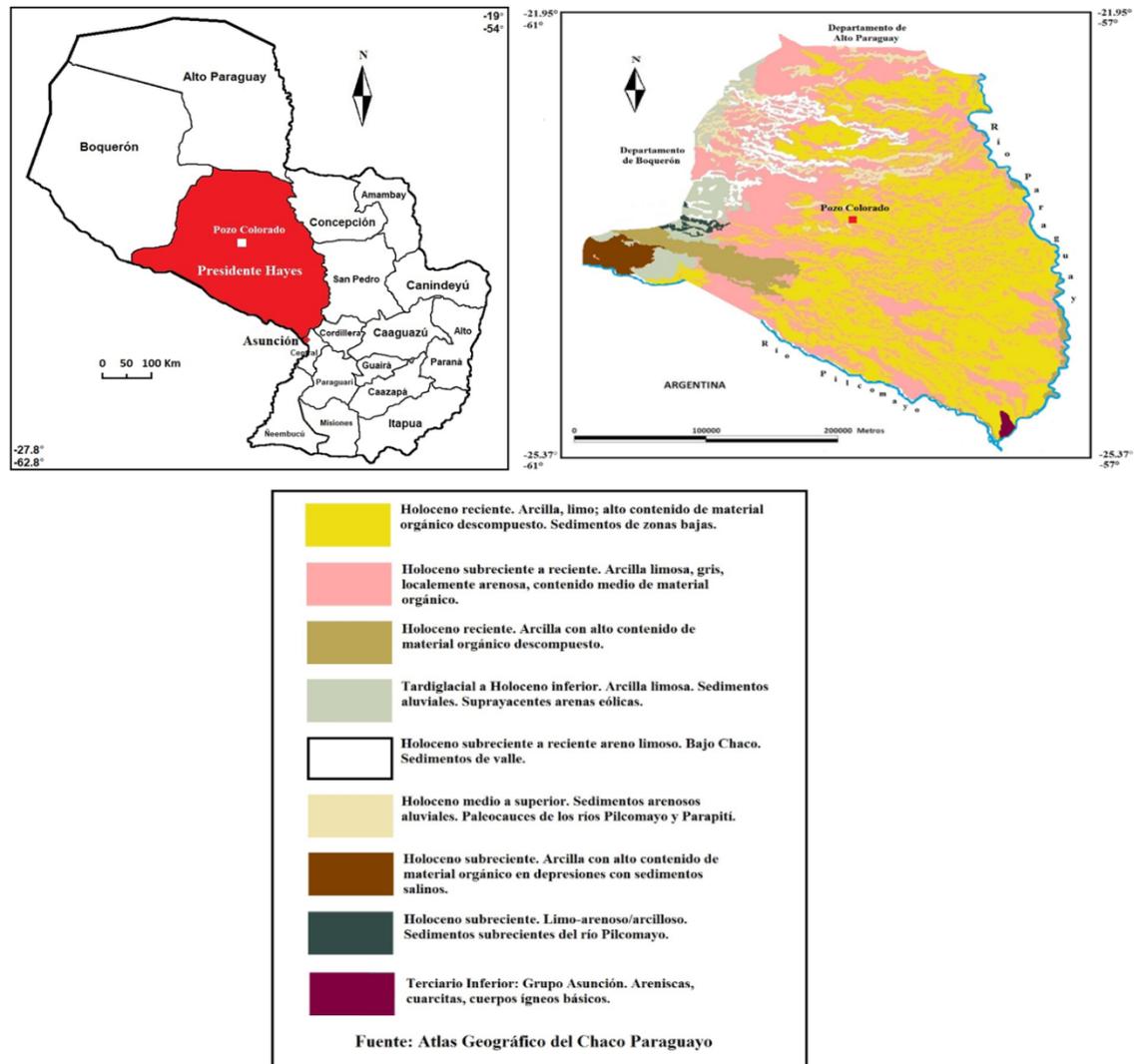
A região do Chaco Paraguai está dividida em três Departamentos geológicos, que são: Alto Paraguay, Boquerón e Presidente Hayes. As figuras 21, 22 e 23 explicitam esses departamentos.

Figura 22 – Descrição geológica do Departamento de Boquerón.



Fonte: Disponível em <http://www.geologiadelparaguay.com.py>.

Figura 23 – Descrição geológica do Departamento de Presidente Hayes.



Fonte: Disponível em <http://www.geologiadelparaguay.com.py>.

2.2.5 Geologia do norte da Argentina

A região da Argentina que será abordada neste trabalho inclui as províncias de Misiones (Litoral), Formosa, Chaco (Planície Chaco-Paranaense), Jujuy, Salta, Santiago del Estero e Tucumán (NOA – Noroeste da Argentina). Um mapa da

Argentina pode ser visto na figura 24.

Figura 24 – Mapa geográfico da Argentina. A região de estudo deste trabalho é a Norte e parte da Litoral.



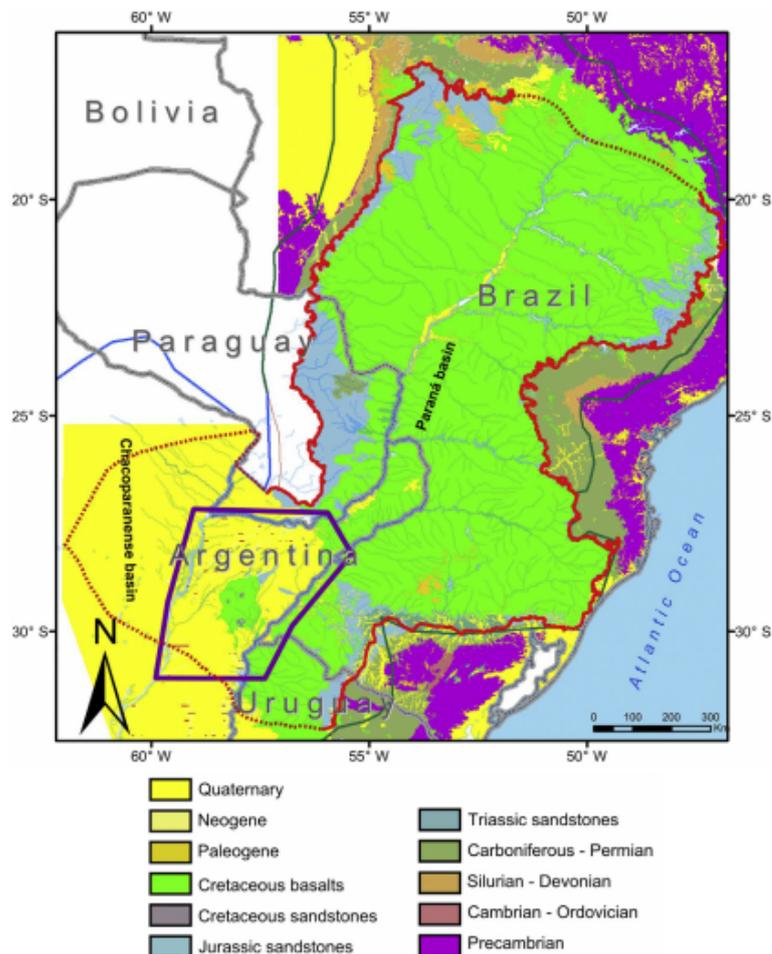
Fonte: Disponível em <http://elmapadeargentina.com/mapa-de-regiones-geograficas-de-argentina>.

Misiones

As rochas que compõem a Bacia do Paraná estão evidentes nessa região da Argentina. Essas rochas são o resultado de um evento de erupção regional ocorrido durante o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior, que cobrem uma área de aproximadamente $1.200.000 \text{ km}^2$, abrangendo parte dos territórios do Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai. Tais rochas correspondem aos basaltos da formação Serra

Geral e cobrem a maior parte da província de Misiones.

Figura 25 – Mapa geológico região sul do Brasil e Litoral, Argentina.



Fonte: (MIRA et al., 2015).

O tipo de rocha predominante na região de Misiones é o basalto toleítico (abundância em ferro), porém nessa área também podem ser encontradas rochas da formação Botucatu, que são arenitos cor-de-rosa, vermelho-amarelados, são bem selecionados e se intercalam e se sobrepõem em diferentes níveis do basalto jurássico-cretáceo. São areias de quartzo a quartzo-feldespáticas de granulometria homogênea.

A figura 25 mostra um mapa geológico simplificado da região sul do Brasil e o

Litoral da Argentina, abrangendo a área de Misiones, Corrientes e Chaco.

Planície Chaco-Paranaense

No passado, sedimentos tanto de origem marinha quanto continental foram acumulados. Atualmente, os sedimentos que estão sendo depositados têm origem principalmente na erosão de elevações montanhosas localizadas a oeste, em que esses sedimentos erodidos são carregados através da ação eólica e fluvial. Esta região é considerada um piemonte (superfície de declive entre a montanha e a planície).

O embasamento é formado por rochas graníticas plutônicas e alguns corpos básicos pertencentes ao Proterozóico. Para o período Cambriano-Ordoviciano no Mesozóico, prevaleceram depósitos continentais, como arenitos, quartzitos e ortoquartzitos, enquanto que durante o Cenozóico houve períodos de sedimentação marinha e continental, como pelitos, arenitos e siltitos da Formação Chaco. O Quaternário foi afetado pelo surgimento dos Andes, causando sedimentação continental fluvial como siltes e areias (figura 25, em amarelo na parte da Argentina).

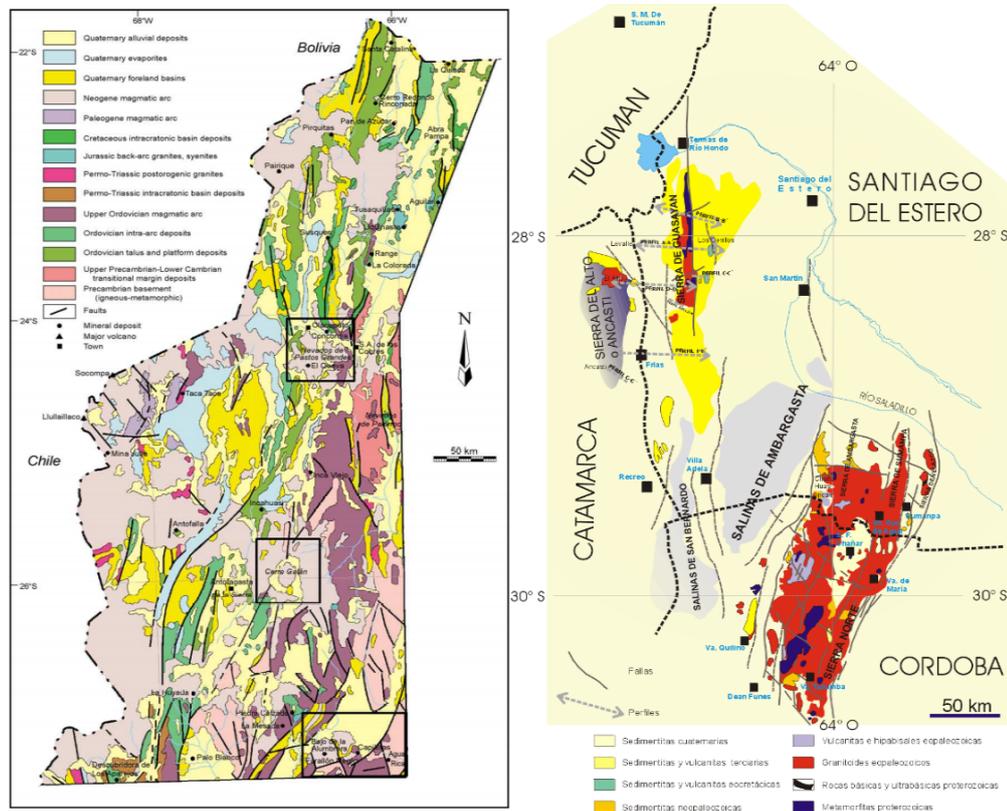
Noroeste da Argentina (NOA)

A região de NOA é dividida em quatro províncias geológicas: Puna, Cordilheira Oriental, Serras Sub-Andinas (figura 26, esquerda) e Sistema Santa Bárbara. O embasamento da Região é dado pela Formação Puncoviscana (Pré-Cambriano) e corresponde à uma sequência turbidítica composta por sedimentos pelíticos com metamorfismo incipiente, ardósias, filitos, quartzitos e metagrauvacas (CHERNICOFF; RICHARDS; ZAPPETTINI, 2002).

Em uma região próxima das rochas do embasamento estão os depósitos da Formação Cerro Oscuro (Carbonífero Superior) e a Formação Arizaro (Permiano Inferior e Médio), expostos na região da Puna Ocidental. A Formação Cerro Oscuro se acumulou em um sistema de leques aluviais, que posteriormente evoluiu para um sistema fluvial caracterizado por sedimentos de cascalho e areia, e a Formação Arizaro foi depositada em uma plataforma mista silicoclástica-carbonática. A relação entre as duas unidades é uma descontinuidade conformada (Discordância

de Atacama) e o hiato coincide com um pico de glaciação que ocorreu durante o Asseliano-Sakmariano.

Figura 26 – Mapa geológico da região de NOA, com ênfase na região noroeste do Norte (esquerda) e na região central do Norte (direita).



Fonte: Imagem da esquerda, (CHERNICOFF; RICHARDS; ZAPPETTINI, 2002); imagem da direita disponível em <http://www.criba.edu.ar>.

O período Mesozóico foi caracterizado pelo Grupo Salta. Trata-se de um complexo sedimentar predominantemente clástico, e em menor grau, carbonático, com rochas vulcânicas de distribuição muito localizada. São depósitos predominantemente continentais. O período Mesozóico está dividido em 3 subgrupos:

- **Subgrupo Pirgua:** arenitos avermelhados, calcários e conglomerados com uma espessura de 450m;
- **Subgrupo Balbuena:** arenitos calcários, calcários oolíticos e estromatolíticos, margas e pelitos, com espessura de 210 metros;

- **Subgrupo Santa Bárbara:** arenitos, siltitos, argilas e sedimentos de origem glacial com 600 metros de espessura.

Finalmente, o Cenozóico foi caracterizado por depósitos clásticos como conglomerados, brechas e arenitos, enquanto que durante o Quaternário, devido à influência dos Andes, os depósitos predominantes eram depósitos vulcânicos, como brechas, dacitos e tufos vulcânicos (figura 26).

3 Resultados

3.1 Dados das Variações Secular e Diurna

Foram selecionadas 20 Estações Magnéticas, cujos dados foram adquiridos pelo Observatório Nacional (ON), e 7 localidades na Argentina, para efeito de comparação. A Tabela 2 mostra a localização geográfica dos locais escolhidos, e a figura 27 mostra a localização de cada um dos pontos utilizados neste trabalho.

Optou-se por utilizar tanto dados de variação secular do campo geomagnético quanto de variação diurna. Foram feitos gráficos da componente total do campo geomagnético (F) para a variação secular, pois assim pode-se avaliar a variação de intensidade e deslocamento da AMAS.

Já para os dados de variação diurna, foram escolhidos três dias calmos do mês de fevereiro de 2018, em que foi utilizada apenas a componente vertical do campo (Z), pois é a componente cuja direção é perpendicular à superfície da terra, apontando no mesmo sentido, o que a torna viável para relacionar com a geologia. Esses dias foram escolhidos de acordo com o índice magnético planetário, K_p . O índice K_p é fornecido pelo Serviço Internacional de Índices Geomagnéticos (ISGI – International Service of Geomagnetic Indices).

Os valores da variação secular para o período de 1918 a 2018 foram encontrados a partir dos programas ELEMAG e IGRF-12, em que também foi feita uma comparação entre os dois, para avaliar qual obteve a melhor correlação no caso deste trabalho. O programa World Magnetic Model 2015 (WMM2015) também foi utilizado para avaliar o período de 2014 a 2018, juntamente com uma comparação com o IGRF, para o mesmo período.

3.2 Variação secular e a AMAS

A figura 28 representa a variação da componente total F para algumas das estações mostradas na tabela 2, pelo modelo IGRF, e a figura 29 mostra a variação pelo modelo ELEMAG, exemplificando essa variação para outras estações. A

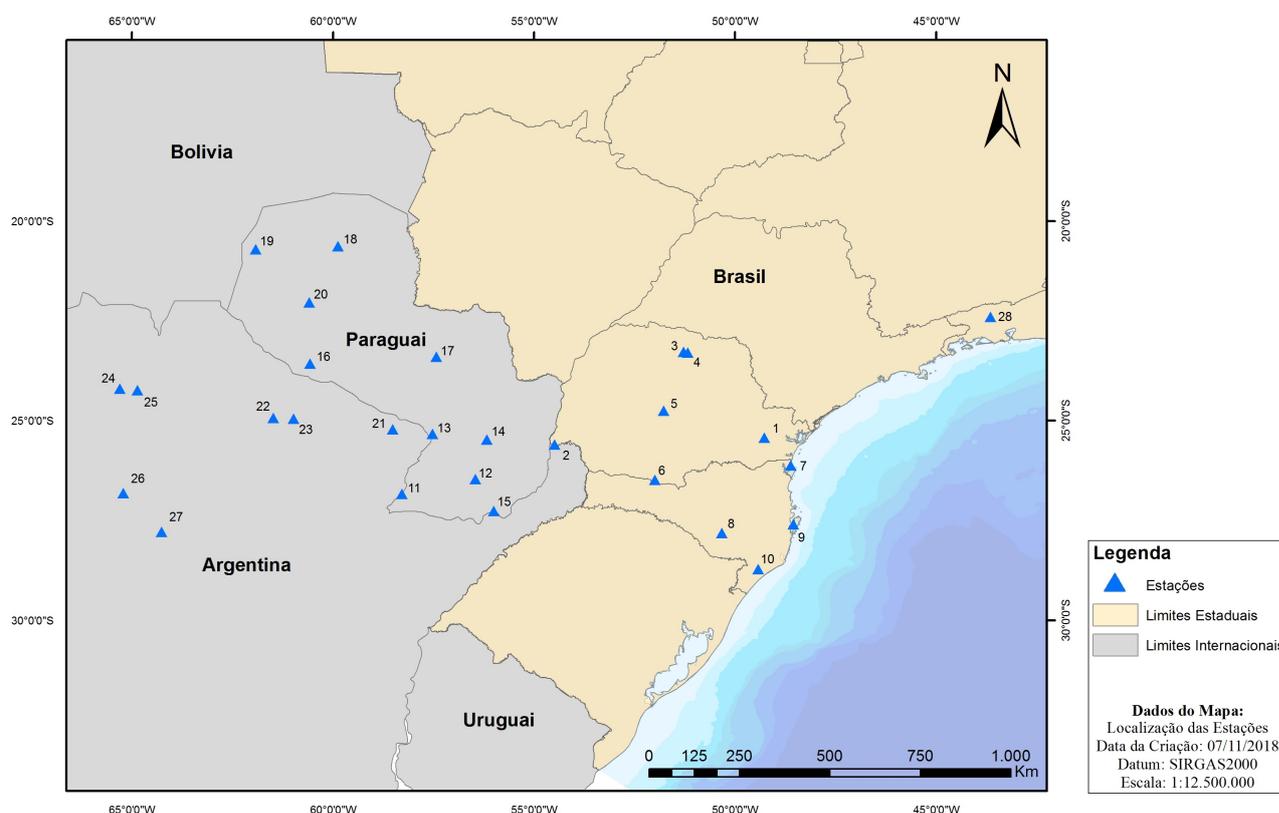
Tabela 2 – Localização das estações e pontos utilizados.

Brasil			
Estações	Latitude geográfica	Longitude geográfica	Número no mapa
Curitiba	-25,43°	-49,27°	1
Foz do Iguaçu	-25,60°	-54,49°	2
Cambé	-23,28°	-51,28°	3
Londrina	-23,29°	-51,17°	4
Pitanga	-24,75°	-51,77°	5
Palmas	-26,48°	-51,99°	6
Itapoá	-26,12°	-48,62°	7
Lages	-27,82°	-50,33°	8
Florianópolis	-27,60°	-48,55°	9
Criciúma	-28,72°	-49,42°	10
Paraguai			
Estações	Latitude geográfica	Longitude geográfica	Número no mapa
Pilar	-26,84°	-58,29°	11
Yegros	-26,46°	-56,46°	12
Asunción	-25,33°	-57,52°	13
Caaguazú	-25,48°	-56,17°	14
Encarnación	-27,26°	-56,00°	15
General Diaz	-23,57°	-60,57°	16
Concepción	-23,40°	-57,43°	17
Madrejón	-20,63°	-59,88°	18
Nueva Asunción	-20,71°	-61,93°	19
Marechal Estigarribia	-22,04°	-60,59°	20
Argentina			
Pontos	Latitude geográfica	Longitude geográfica	Número no mapa
Tres Lagunas	-25,22°	-58,51°	21
Misión Nueva Pompeya	-24,93°	-61,48°	22
La Fidelidad	-24,95°	-60,98°	23
San Salvador de Jujuy	-24,19°	-65,30°	24
San Pedro de Jujuy	-24,23°	-64,87°	25
San Miguel de Tucumán	-26,82°	-65,22°	26
Santiago del Estero	-27,78°	-64,27°	27

Fonte: Elaborado pela autora.

intensidade de F diminui à medida que a AMAS se aproxima desses locais. Como pode ser visto, a intensidade para cada estação converge para valores muito próximos uns dos outros no ano de 2018, o que pode ser um indício de uma possível reversão do CMT a partir da AMAS, como mencionado na seção 1.4.

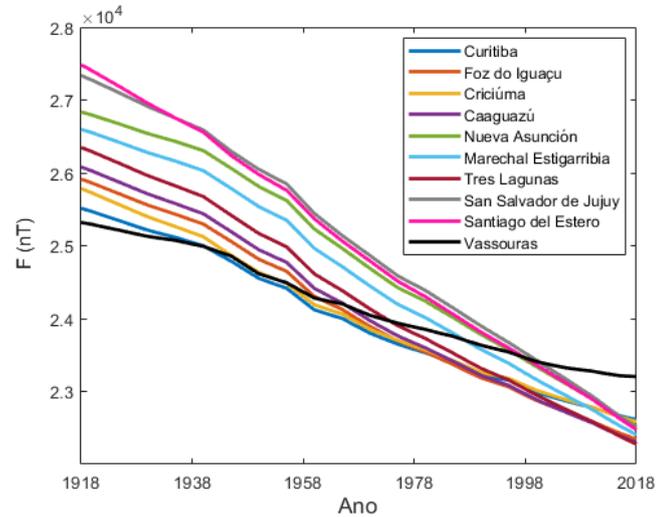
Figura 27 – Mapa de localização do observatório magnético, estações magnéticas e pontos utilizados.



Fonte: Elaborado pela autora.

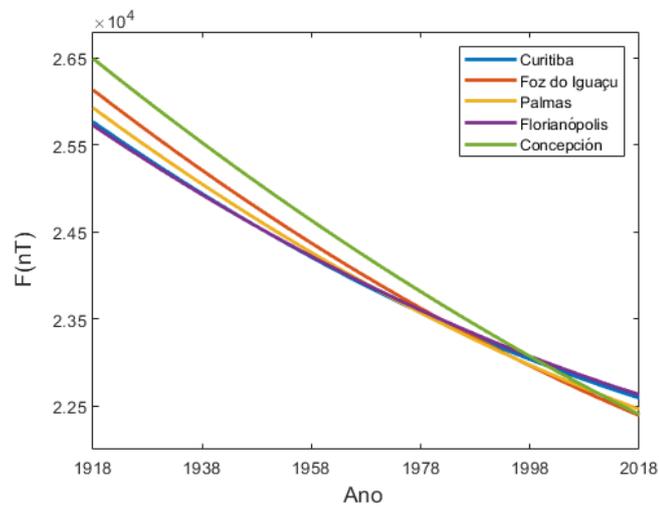
Segundo Hartmann (2005), a AMAS variou muito pouco em latitude para o período 1950-2000, ou seja, o que antes era um deslocamento para o sul, hoje se estabiliza na mesma linha, indo para oeste. O deslocamento da AMAS pode ser separado em duas épocas para o último século, segundo a figura 30. Assim, de acordo com a figura 28, os pontos que estão localizados no Paraguai e Argentina são os que mais decaem em intensidade com os anos, enquanto que as estações magnéticas no Brasil acabam assumindo uma intensidade mais constante nos últimos anos.

Figura 28 – Variação secular da componente F (IGRF) para estações selecionadas, no período 1918-2018.



Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 29 – Variação secular da componente F (ELEMAG) para estações selecionadas, no período 1918-2018.



Fonte: Elaborado pela autora.

Mais, a figura 31 mostra a variação na intensidade da componente F para as

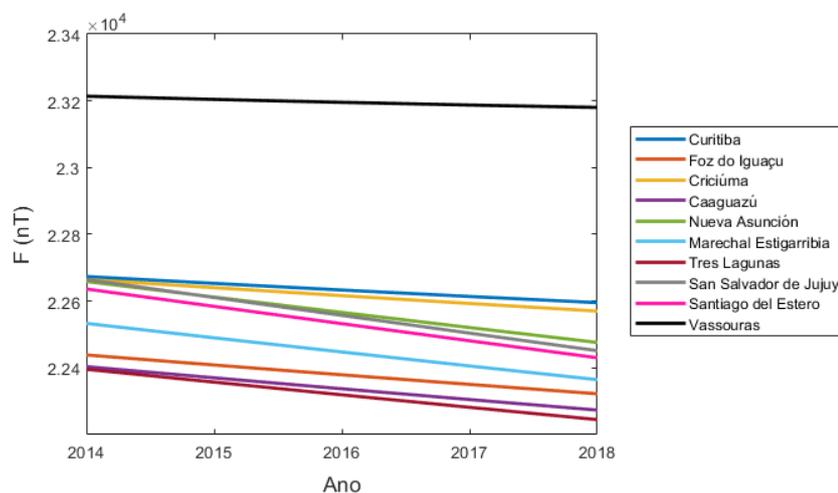
Figura 30 – Deriva para oeste do centro da AMAS.

Intervalo	Deriva para Oeste (°/ano)	Deslocamento para o Sul (°/ano)
1900 – 1945	- 0,19	- 0,09
1945 – 2005	- 0,17	- 0,008
Média	- 0,18	- 0,05

Fonte: (HARTMANN, 2005).

mesmas estações selecionadas na figura 28, porém para os últimos 5 anos, pelo modelo WMM, reforçando a constância na variação para as estações situadas no Brasil.

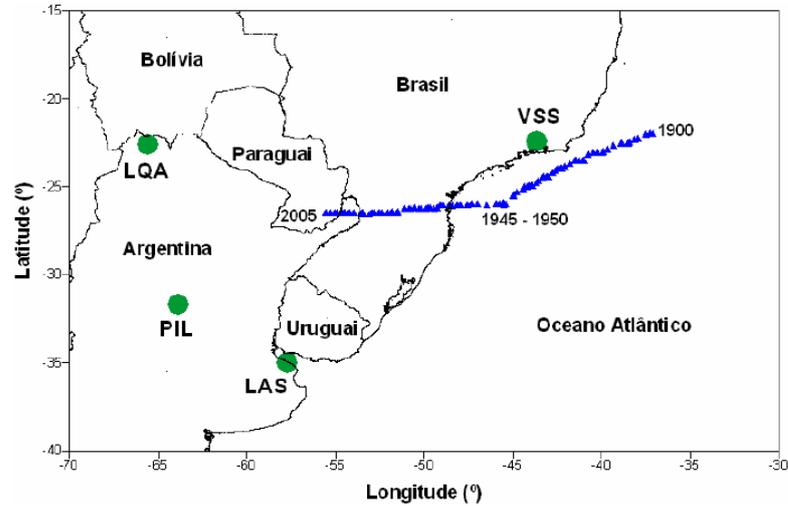
Figura 31 – Intensidade da AMAS para as estações no período 2014-2018, pelo modelo WMM.



Fonte: Elaborado pela autora.

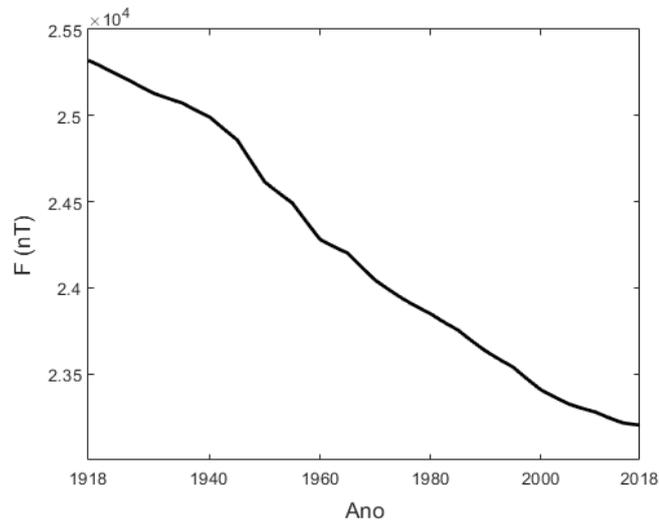
No que se refere ao observatório magnético de Vassouras, entre 1915 e 1940, seu centro se aproximava desse local e o período de 1945-1950 foi crítico para esse observatório (HARTMANN; PACCA, 2009), pois houve uma mudança na trajetória da AMAS, como pode ser visto na figura 32. Igualmente, a figura 33 especifica a variação em F para Vassouras nos períodos acima citados. Assim, mesmo após 1945, quando o centro da AMAS começa a se afastar de VSS, a intensidade total nesse observatório continua a cair, o que explicita o aumento da área de abrangência da anomalia.

Figura 32 – Trajetória do centro da AMAS, até 2005. Os círculos em verde representam os observatórios magnéticos que sofrem influência da anomalia: Las Acacias (LAS), La Quiaca (LQA), Pilar (PIL) e Vassouras (VSS).



Fonte: (HARTMANN, 2005).

Figura 33 – Componente total F para o observatório magnético de Vassouras, no período 1918-2018.

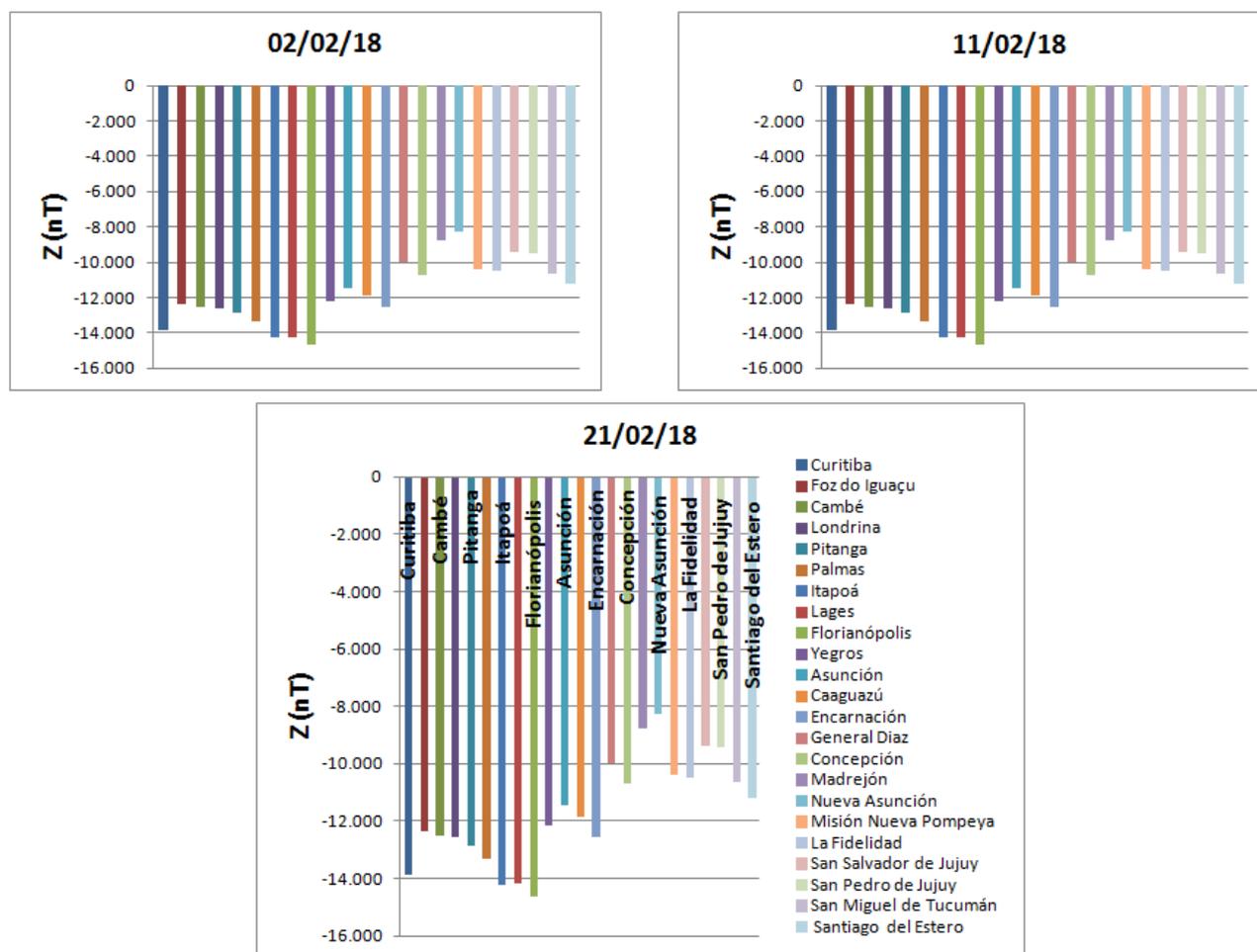


Fonte: Elaborado pela autora.

3.3 Variação diurna e a geologia das estações

A figura 34 mostra a média diária das medições de variação diurna da componente Z de 23 pontos selecionados dentro da região de estudo, para 3 dias calmos do mês de fevereiro de 2018. Pode ser visto que para os pontos localizados a leste, o valor médio da componente vertical do campo geomagnético é menor do que para os pontos localizados a oeste, que estão no Paraguai e Argentina.

Figura 34 – Média de variação de Z para os 3 dias selecionados.



Fonte: Elaborado pela autora.

Os gráficos de barras da figura 35 representam os valores da componente Z separando o que é gerado supostamente apenas pelos elementos geológicos presentes

nos locais das medições. Esses valores foram encontrados a partir da subtração da média diária da componente vertical de um local para o outro, que foram separados em duplas, com restrição dos locais pertencentes ao par estarem na mesma latitude, pois assim os efeitos do campo externo deveriam ser em hipótese praticamente iguais nessas localidades, que não estão muito distantes umas das outras. Assim, o resultado dessa subtração aparentemente pode ser entendido como a influência da geologia local de cada ponto nas medições, que está evidente na tabela 3. Como pode ser visto, esses valores são baixos comparados com o valor total da componente Z e são muito similares para os 3 dias em cada localidade, mostrando haver um padrão, não importando o valor da média diária, a subtração terá quase o mesmo valor.

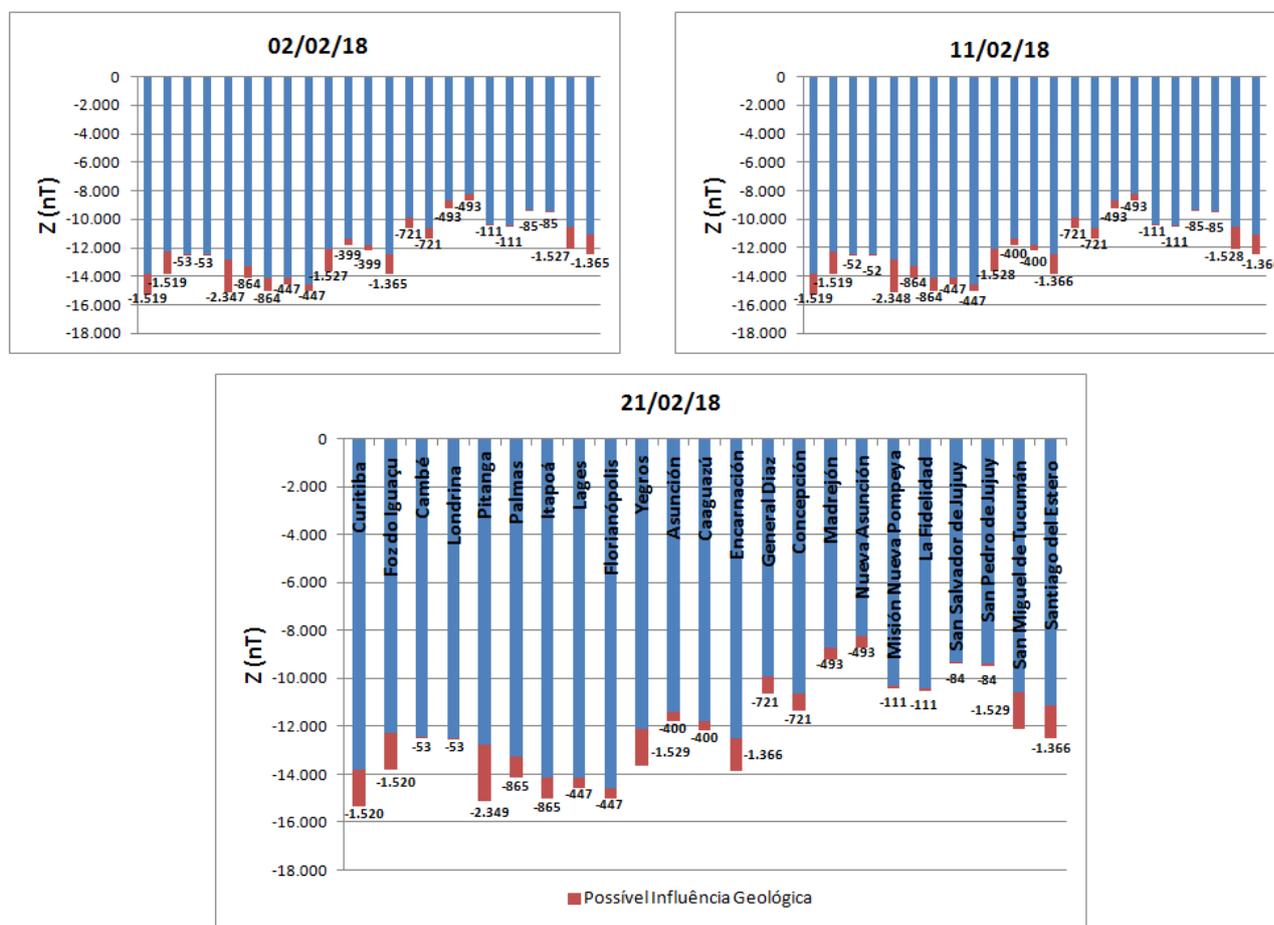
Tabela 3 – Média da diferença de Z entre os pares de estações localizados na mesma latitude. A média foi feita para os dias 02, 11 e 21 de fevereiro.

Pares de estações	Diferença (nT)
Curitiba e Foz do Iguaçu	-1.519
Cambé e Londrina	-53
Pitanga e La Fidelidad	-2.348
Palmas e Itapoá	-864
Lages e Florianópolis	-447
Yegros e San Miguel de Tucumán	-1.528
Asunción e Caaguazú	-400
Encarnación e Santiago del Estero	-1.366
General Diaz e Concepción	-721
Madrejón e Nueva Asunción	-493
Misión Nueva Pompeya e La Fidelidad	-111
San Salvador de Jujuy e San Pedro de Jujuy	-85

Fonte: Elaborado pela autora.

Curitiba, que está fora da Bacia do Paraná, teve seu valor médio de Z menor do que para a estação de Foz do Iguaçu, que já está nas abrangências da Bacia, e teoricamente tem uma geologia local mais representativa do que Curitiba, pois as rochas que compõe a Bacia são em sua maioria ígneas, possuindo valores mais elevados de susceptibilidade magnética, de acordo com a figura 12, na seção 2.1. As estações magnéticas de Cambé e Londrina, por estarem bem próximas uma à outra, possuem diferença na média diária muito pequena, o que mostra que há

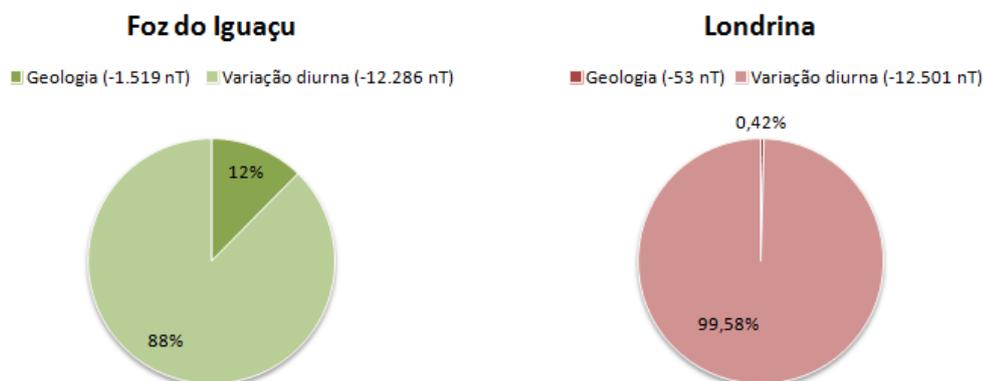
Figura 35 – Média de variação de Z para os 3 dias selecionados, com o valor da possível influência geológica em cada estação.



Fonte: Elaborado pela autora.

pouca diferença na geologia desses dois locais, comparado com o valor total da componente vertical. Assim, os gráficos da figura 36 são o que se acredita ser a equivalência percentual da geologia local com relação aos valores totais médios da componente Z, para as estações de Foz do Iguaçu e Londrina, ambas dentro da Bacia do Paraná, para exemplificar duas localidades com geologias que podem afetar significativamente o valor de Z. Porém, Londrina foi comparada na subtração com Cambé, que é um local próximo, influenciando pouco na componente vertical, pois os dois têm geologia semelhante. O valor percentual para essas duas estações

Figura 36 – Representação percentual da influência geológica local.



Fonte: Elaborado pela autora.

foi obtido fazendo uma comparação com o valor total em cada uma delas, indicando o quanto o valor para a geologia (obtido na subtração entre cada par de estações) representa no total de Z .

3.4 Comparação entre ELEMAG, IGRF-12 e WMM2015

No tocante às estações magnéticas localizadas no sul do Brasil e Paraguai, há informações disponíveis de medições absolutas das componentes do campo geomagnético, em diversos anos. Assim, foi possível avaliar qual dos 3 modelos (ELEMAG, IGRF-12 e WMM2015) representam de forma mais precisa o campo geomagnético local.

A figura 37 mostra uma comparação entre os modelos IGRF e WMM, evidenciando valores muito próximos para ambos. Em Criciúma, por exemplo, a diferença máxima entre os dois modelos foi de 15 nT, enquanto que a diferença média para o intervalo de 2014 a 2018 foi de 12,56 nT. Já a tabela 4 representa a variação em intensidade para estes mesmos modelos em diferentes períodos, evidenciando a diminuição na componente total F para os pontos localizados à oeste.

A figura 38 representa a componente total F comparando ELEMAG e IGRF em diferentes anos e estações. O erro médio percentual absoluto para o programa ELEMAG foi de 0,51%, enquanto que para o IGRF foi de 0,39%, o que evidencia a

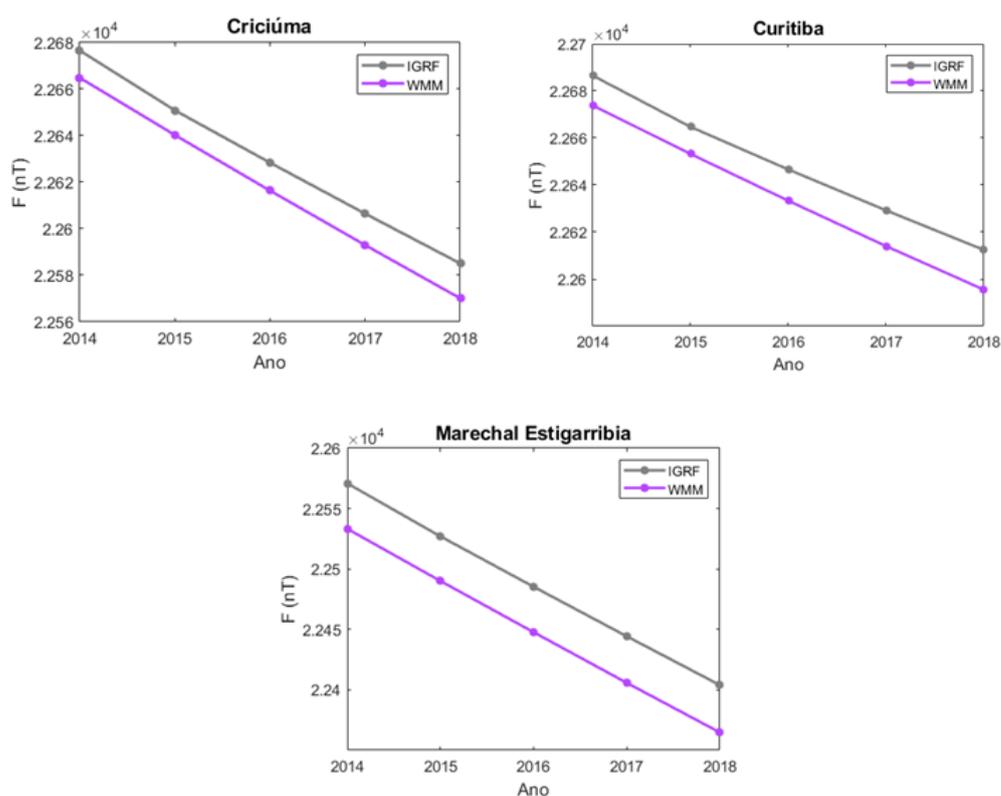
maior precisão do modelo IGRF-12 com relação ao ELEMAG. Ainda, o menor erro médio em ambos os modelos se deu para a estação de Lages, com 0,23% para o ELEMAG e 0,30% para o IGRF.

Tabela 4 – Variação anual da componente total do campo geomagnético, para os modelos IGRF-12 e WMM 2015.

Estação/Ponto	IGRF 1918-2018	IGRF 2014-2018	WMM 2014-2018
Vassouras	-2,7 nT	-2,1 nT	-6,9 nT
Criciúma	-21,1 nT	-20,6 nT	-22,6 nT
Caaguazú	-30,7 nT	-30,3 nT	-31,3 nT
San Salvador de Jujuy	-51,3 nT	-51,0 nT	-52,4 nT

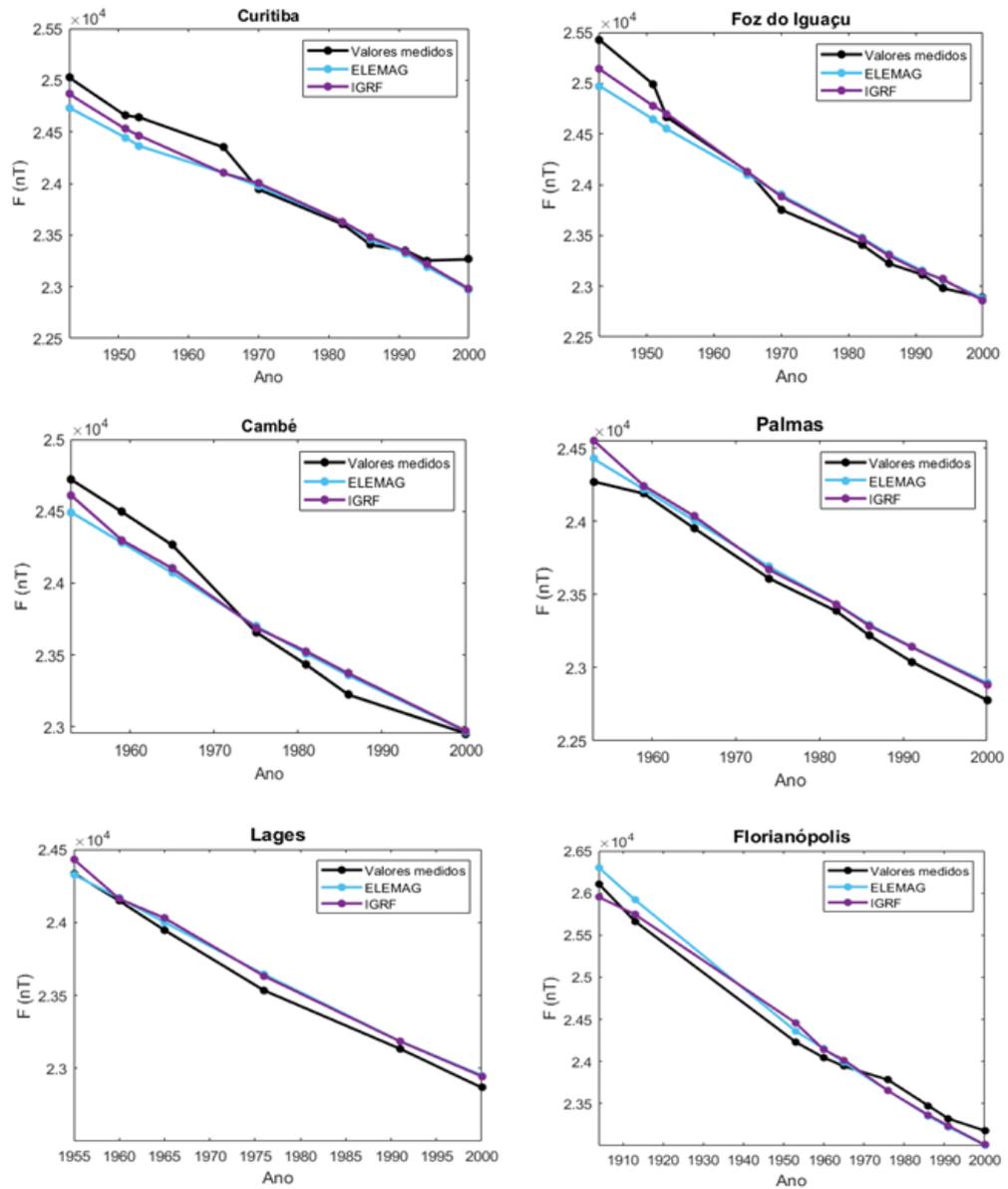
Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 37 – Comparação entre os modelos IGRF e WMM para as estações de Curitiba, Criciúma e Marechal Estigarribia.



Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 38 – Comparação entre os modelos IGRF e ELEMAG, para diferentes anos e locais.



Fonte: Elaborado pela autora.

4 Conclusões

A influência da AMAS é confirmada e evidente quando se comparam dados de variação secular de estações magnéticas, pontos e um observatório. Fica nítido que a AMAS provoca uma diminuição na intensidade total do campo geomagnético quando se aproxima das regiões estudadas. Assim, se confirma o deslocamento para oeste dessa anomalia, pois as estações e pontos localizados no Paraguai e Argentina são os que mais continuam a cair em intensidade total.

O local em que se obteve a menor intensidade total da variação secular para o ano de 2018 foi Tres Lagunas (número 21 no mapa de localização), situado na Argentina, próximo da fronteira com o Paraguai. Isso pode ser um indício da localização do centro da AMAS nos dias de hoje, ou seja, do local de menor intensidade da mesma, que pode estar nas abrangências de Tres Lagunas.

A variação secular na componente geomagnética F se mantém mais constante para VSS nos últimos anos, porém continua a diminuir, confirmando que a AMAS se expandiu em tamanho, em sua área de abrangência total.

Portanto, as principais características da evolução do tempo e do espaço da AMAS são a diminuição da intensidade total do campo geomagnético, o aumento da área de influência e os desvios para oeste e sul (HARTMANN; PACCA, 2009).

Os resultados obtidos acerca da variação diurna podem explicitar uma possível quantificação da influência geológica local na medição da componente vertical do campo geomagnético. No geral, todas as estações localizadas na Bacia do Paraná, tanto na borda quanto internamente, sofrem maior influência da geologia local, em contraste com as estações localizadas na Argentina. Isso pode ser explicado pelo fato dessa região conter grande espessura (podendo chegar a 5km) de derrames basálticos ocorridos no passado, quando o período de estabilidade crustal da plataforma continental sul-americana foi interrompido. O basalto pode variar em até altos índices de susceptibilidade magnética, podendo chegar a 182.000, o que facilita a magnetização das rochas em subsuperfície dessas regiões. Assim, como foi visto, o campo magnético induzido pelas rochas pode ser significativo, podendo chegar a ter valores relevantes na componente Z, como é o caso de Foz do Iguaçu e

Pitanga, que estão dentro dos limites da Bacia do Paraná.

Como os pontos para comparação da variação diurna e influência geológica foram escolhidos com a restrição de estarem na mesma latitude, a comparação entre Curitiba e Foz do Iguaçu, Pitanga e La Fidelidad, Yegros e San Miguel de Tucumán e Encarnación e Santiago del Estero se deram com uma distância mais elevada entre as estações do que para as outras duplas. Assim sendo, a diferença obtida na subtração entre as duplas citadas foi elevada e relevante para a componente Z, podendo indicar as grandes diferenças geológicas entre essas regiões. Em contraste, para os pares de estações com distância pequena entre as mesmas, obteve-se diferença no valor médio de Z muito pequena, como por exemplo as duplas Cambé e Londrina e San Salvador de Jujuy e San Pedro de Jujuy, o que explicita a pouca diferença geológica entre esses locais muito próximos. As duas últimas duplas citadas estão predominantemente recobertas por sedimentos recentes do Quaternário, sendo eles em sua maioria compostos por rochas sedimentares, as quais não apresentam relevância para as medições.

Dessa forma, os resultados mostram como a variação diurna está associada à geologia das regiões, uma das razões pode ser entendida pela grande diferença na espessura da crosta sobre a faixa Brasil-Paraguai-Argentina.

De maneira sucinta, os estados do Paraná e Santa Catarina possuem quadro geológico semelhante, pois ambos foram largamente afetados pelo magmatismo que deu origem à Bacia do Paraná, e que está recoberta por sedimentos mais recentes, assim como na parte litorânea. O quadro geológico do Paraguai possui semelhança com o lado brasileiro apenas na contraparte paraguaia que corresponde à Bacia do Paraná, representada pela Formação Alto Paraná. Ademais, a relevância para as medições em Z se dá pela parte oriental do Paraguai, que possui diversos focos de atividade tectono-magmática. Na parte Argentina, a região de Misiones apresenta as rochas que compõem a Bacia do Paraná, a região central-norte mostra uma transição de sedimentos tanto de origem marinha quanto continental, e a região noroeste é que mais apresenta divergência geológica comparada com todas as outras regiões utilizadas neste estudo, pois já sofrem influência da Cordilheira dos Andes, ou seja, de sedimentos de origem andina.

Referências

- ALMEIDA, F. D. et al. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, Elsevier, v. 17, n. 1-2, p. 1–29, 1981.
- AMARANTE, J. d. Guia para a identificação e classificação das variações geomagnéticas de curta duração. *Comissão Nacional de Atividades Espaciais*, 1967.
- BORSSATTO, K. et al. Estudo metodológico para avaliação da influência da anomalia magnética do atlântico sul em levantamentos magnetométricos terrestres, caçapava do sul, rs. *Anais do Salão Internacional de Ensino, Pesquisa e Extensão*, v. 6, n. 2, 2014.
- CALCINA, M. Un modelo dinámico para el campo geomagnético. *Revista Boliviana de Física*, Unión Iberoamericana de Sociedades de Física, v. 15, n. 15, p. 44–62, 2009.
- CAMPBELL, W. H. The regular geomagnetic-field variations during quiet solar conditions. *Geomagnetism*, Vol. 3, p. 385-460, v. 3, p. 385–460, 1989.
- CHAPMAN, S.; BARTELS, J. *Geomagnetism*. [S.l.]: Clarendon Press, 1940. v. 2.
- CHERNICOFF, C. J.; RICHARDS, J. P.; ZAPPETTINI, E. O. Crustal lineament control on magmatism and mineralization in northwestern argentina: geological, geophysical, and remote sensing evidence. *Ore Geology Reviews*, Elsevier, v. 21, n. 3-4, p. 127–155, 2002.
- CHULLIAT, A. et al. The us/uk world magnetic model for 2015-2020. BGS and NOAA, 2015.
- CLERICI, A. M. V. C. *Reavaliação de geologia do Paraguai Oriental*. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, 1986.
- CORDANI, U. G. et al. The significance of the transbrasiliano-kandi tectonic corridor for the amalgamation of west gondwana. *Brazilian Journal of Geology*, v. 43, n. 3, p. 583–597, 2013.
- GOMES, A. J. d. L.; HAMZA, V. M. Geothermal gradient and heat flow in the state of rio de janeiro. *Revista Brasileira de Geofísica*, SciELO Brasil, v. 23, n. 4, p. 325–347, 2005.
- GUNNARSDÓTTIR, E. L. et al. *The Earth's Magnetic Field*. Tese (Doutorado), 2012.

- HARTMANN, G. A. *A anomalia magnética do atlântico sul: causas e efeitos*. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, 2005.
- HARTMANN, G. A.; PACCA, I. G. Time evolution of the south atlantic magnetic anomaly. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, SciELO Brasil, v. 81, n. 2, p. 243–255, 2009.
- HEIRTZLER, J. The future of the south atlantic anomaly and implications for radiation damage in space. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, Elsevier, v. 64, n. 16, p. 1701–1708, 2002.
- JR, O. P. et al. The south atlantic magnetic anomaly: three decades of research. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, Elsevier, v. 54, n. 9, p. 1129–1134, 1992.
- LANZA, R.; MELONI, A. et al. *The Earth's magnetism*. [S.l.]: Springer, 2006.
- LI, Z.-X. et al. Assembly, configuration, and break-up history of rodinia: a synthesis. *Precambrian research*, Elsevier, v. 160, n. 1-2, p. 179–210, 2008.
- MIRA, A. et al. Subsurface geological modeling of corrientes province (ne argentina) and its relationships with the guaraní aquifer system function. *Journal of South American Earth Sciences*, Elsevier, v. 62, p. 148–163, 2015.
- ORUÉ, D. *Síntese da geologia do Paraguai Oriental, com ênfase para o magmatismo alcalino associado*. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, 1996.
- PARANÁ, S. MINEROPAR-Minerais do. Atlas comentado da geologia e dos recursos minerais do estado do paraná. *Secretaria da Indústria do Comércio e do Turismo-Governo do Paraná*, 2001.
- PUTZER, H. Die geologie von paraguay. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 1962.
- SCHEIBE, L. F. A geologia de santa catarina: sinopse provisória. *Geosul*, v. 1, n. 1, p. 7–38, 1986.
- SCHOBENHAUS, C.; NEVES, B. B. d. B. A geologia do brasil no contexto da plataforma sul-americana. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília, CPRM*, p. 5–25, 2003.
- SOARES, M. d. S. Processamento e interpretação de dados aerogeofísicos magnetométricos e gamaespectrométricos no estudo do controle das mineralizações auríferas na região do complexo bossoroca, são sepé, rs. 2001.

TAKEDA, M.; ARAKI, T. Electric conductivity of the ionosphere and nocturnal currents. *Journal of atmospheric and terrestrial physics*, Elsevier, v. 47, n. 6, p. 601–609, 1985.

TEIXEIRA, W. Fairchild, thomas rich. toledo, m. cristina motta de. taioli, fabio. *Decifrando a Terra—2a edição. Companhia Editora Nacional. São Paulo, 2009.*

THÉBAULT, E. et al. International geomagnetic reference field: the 12th generation. *Earth, Planets and Space*, Springer, v. 67, n. 1, p. 79, 2015.

TRIVEDI, N. B. et al. Geomagnetically induced currents—gic in electric power system at low latitudes in brazil: A case study. In: SOCIETY OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS AND BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY. *9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Salvador, Bahia, Brazil, 11-14 September 2005.* [S.l.], 2005. p. 1995–1998.

YAMAZAKI, Y. et al. An empirical model of the quiet daily geomagnetic field variation. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, Wiley Online Library, v. 116, n. A10, 2011.